

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

# **ESTUDIO DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS RELACIONADAS CON LA FORMACIÓN DE HIDRATOS DE GAS EN LAS FORMACIONES NISKU (CANADÁ) Y QUERECUAL (ORIENTE DE VENEZUELA) A TRAVÉS DE MÉTODOS GEOLÓGICOS Y PETROFÍSICOS**

Tutor Académico: Prof. José M. Cavada

Tutor Industrial: Dr. Federico Krause

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela para  
Optar al título de Ingeniero Geofísico  
Por la Br. Mónica Muñoz.

Caracas, Julio 2003

**Muñoz T. Mónica G.**

**ESTUDIO DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS RELACIONADAS  
CON LA FORMACIÓN DE HIDRATOS DE GAS EN LAS  
FORMACIONES NISKU (CANADÁ) Y QUERECUAL (ORIENTE DE  
VENEZUELA) A TRAVÉS DE MÉTODOS GEOLÓGICOS Y  
PETROFÍSICOS**

**Tutor Académico: Prof. José M. Cavada. Tutor Industrial: Dr. Federico Krause. Tesis de grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geofísica. 2003, 105 pag.**

Palabras Claves: clastratos, hidratos de gas, Nisku, Querecual.

El objetivo principal de esta investigación es identificar estructuras sedimentarias relacionadas con la presencia de hidratos de gas (clastratos) en el momento de la depositación de las rocas de las formaciones Nisku (Canadá) y Querecual (Oriente de Venezuela) a través de métodos petrofísicos y geológicos con la finalidad de evidenciar la posible existencia de los mismos en el momento de la depositación de los carbonatos del Cretácico en Venezuela. Para ello se describieron núcleos de roca de la Formación Nisku (área de “West Pembina”, Alberta, Canadá), se identificaron estructuras estromatactis (relacionadas con la formación de clastratos) en las formaciones Nisku y Querecual (afloramiento del Chaure en el Oriente de Venezuela). Se correlacionó la presencia de las estructuras con sus registros petrofísicos y se aplicaron las técnicas de rayos X, Cátodoluminiscencia, microsonda, petrología e isótopos estables de carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ), oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y azufre 34 ( $\delta^{34}\text{S}$ ) a las muestras de ambas formaciones. Se encontraron estructuras de estromatactis con tres tipos de cementación, solo en las muestras de la Formación Nisku. Al estudiar las concreciones y muestras de la Formación Querecual se encontró una mineralogía compuesta de piritita, marcasita y yeso que junto con la fauna restringida evidencia zonas de mínimo oxígeno en el ambiente de depositación. Por último se concluye que a pesar de la ausencia de las estructuras asociadas a la presencia de clastratos en la Formación Querecual, las evidencias señalan condiciones de profundidad para la formación de hidratos de gas y además los resultados de los análisis de isótopos estables entre otros realizados son similares a los de la Formación Nisku que sí presenta dichas estructuras. Los resultados obtenidos evidencian clastratos en la Formación Nisku y los resultados petrofísicos de los registros neutrón y densidad incrementan sus valores de una manera directamente proporcional ante la presencia de estromatactis. Para determinar la existencia o no de clastratos en el momento que la Formación Querecual fue depositada, es necesario hacer un estudio más detallado con respecto al tema y buscar otro tipo de evidencias adicionales a la presencia de estructuras de tipo estromatactis.

*A mis padres*

*A Federico Krause*

## **AGRADECIMIENTOS**

Quisiera agradecer a la Universidad Central de Venezuela, por ser la casa de estudios del desarrollo de mi persona y mi carrera profesional.

A mis tutores Federico Krause de la Universidad de Calgary y José M. Cavada de la U.C.V. por ser mas que un tutor de tesis, ser mi apoyo en varias oportunidades.

A mi familia, en especial a mi papá, mi mamá y mi hermano, que me ha apoyado en todo momento y en especial a la confianza que sembraron en mi durante el desarrollo de este trabajo.

Al personal de la Universidad de Calgary en especial a Louise Klatzel M., (Técnico del laboratorio de rayos X), Steven Taylor (Jefe del laboratorio de isótopos), “Regina” (bibliotecóloga), Robert Marr (Técnico del laboratorio de microscopio electrónico) y a Jesse Clark (compañero de oficina).

A los que fueron más que mis amigos, me apoyaron y ayudaron en todo momento: Nestor Luis Perez, Valeria Delgado, David Repol, Carlos Montana, Luis Schiavo, María Virginia Molina, Sonia Graham, Miriam Caro, Sami Riahi, Bonnie y Garry. A Alberto Diaz por ser mi ayudante de campo. Al profesor Aitor Ichaso.

## LISTA DE TABLAS:

Tabla #	Página.
1. Resultados isotópicos de carbono y oxígeno .....	39
2. Análisis cuantitativos de sulfuros y sulfatos de la Formación Querecual.....	45
3. Análisis cuantitativos de carbonatos de la Formación Querecual.....	46
4. Análisis cuantitativos de carbonatos de la Formación Nisku.....	58
5. Resultados de las correlaciones de los registros Petrofísicos.....	65

## LISTA DE FIGURAS

Figura #	Página
1. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	4
2-a. Ubicación del afloramiento El Chaure en Anzoátegui.....	5
2-b. Ubicación del afloramiento del Chaure en el puerto “el Chaure”.....	5
3. Ubicación de la Formación Nisku en el estado de Alberta.....	6
4. Ubicación del área de West Pembina.....	6
5. Ubicación del pozo 6-12-52-9W5.....	7
6. Estratigrafía del área de estudio.....	9
7. Modelo geodinámico del este de Venezuela.....	9
8. Sección estructural Norte Sur de la cuenca Oriental.....	10
9. Nomenclaturas del Devónico en Canadá.....	13
10. Diagrama de arrecifes de la Formación.....	14
11. Molécula de clastrato.....	16
12. Presión temperatura y profundidad de clastratos .....	17
13. Clastratos en sedimentos.....	18
14. Estructuras de estromatactis en calizas.....	19
15. Crecimientos arrecifales en los periodos geológicos.....	23
16. Sección fina alrededor de las concreciones de la Formación Querecual.....	31
17. Sección fina de fracturas y microestructuras.....	32
18. Fracturas rellenas con calcita tipo bloque.....	32
19. Sección fina de zona no alterada.....	33
20. Poblaciones de pellets de la Formación Querecual.....	34
21. Sección fina de la zona alterada.....	35
22. XRD en la corteza de las concreciones de la Formación Querecual.....	36
23. XRD en los núcleos de las concreciones de la Formación Querecual .....	37
24. XRD en zona de transición en concreciones de la Formación Querecual.....	38
25. Resultados Isotópicos.....	40
26. Distribución de calcio en la Formación Querecual.....	41
27. Distribución de hierro en la Formación Querecual.....	42
28. Distribución de azufre en la Formación Querecual.....	43

29. Distribución de óxido de hierro en la Formación Querecual.....	44
30. Zona alterada y no alterada bajo CL.....	47
31. Zona alterada de la Formación Querecual bajo CL.....	47
32. Muestra N0247 de la Formación Nisku.....	49
33. Muestra N0248 de la Formación Nisku .....	50
34. Muestra N0212 de la Formación Nisku .....	50
35. Muestra N0239 de la Formación Nisku .....	51
36. Muestra N0217 de la Formación Nisku .....	53
37. Muestra N0230 de la Formación Nisku .....	53
38. Muestra N0218 de la Formación Nisku.....	54
39. Muestra N0245 de la Formación Nisku .....	55
40. Distribución de calcio en la Formación Nisku.....	57
41. Distribución de magnesio en la Formación Nisku .....	59
42. Distribución de magnesio alrededor de corales.....	60
43. Clastos dentro de corales de la Formación Nisku.....	60
44. Cementos de la Formación Nisku bajo CL .....	61
45. Cavidades de estromatactis bajo CL.....	62
46. Microestromatactis bajo CL.....	63
47. Estructuras de corales bajo CL.....	63
48. Grafico de Resistividad vs. Estructuras .....	66
49. Grafico de densidad y neutrón vs. Estructuras.....	66

## ÍNDICE

	Página.
RESUMEN.....	ii
DEDICATORIA .....	iii
AGRADECIMIENTOS.....	iv
LISTA DE TABLAS.....	v
LISTA DE FIGURAS.....	vi
ÍNDICE.....	viii
CAPÍTULO	
1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.2 OBJETIVOS .....	2
1.2.1 OBJETIVO GENERAL.....	2
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	2
1.3 UBICACIÓN .....	4
1.3.1 UBICACIÓN DE LA FORMACIÓN QUERECUAL.....	4
1.3.2 UBICACIÓN DE LA FORMACIÓN NISKU.....	6
2 MARCO GEOLÓGICO .....	8
2.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA FORMACIÓN QUERECUAL.....	8
2.2 MARCO GEOLÓGICO DE LA FORMACIÓN NISKU .....	12
3 MARCO TEÓRICO .....	16
3.1 HIDRATOS DE GAS .....	16
3.1.1 ¿QUE SON LOS HIDRATOS DE GAS? .....	16
3.1.2 IMPORTANCIA DE LOS ESTUDIOS DE HIDRATOS DE GAS EN VENEZUELA.....	18
3.1.3 UBICACIÓN DE LOS HIDRATOS DE GAS .....	18
3.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS RELACIONADAS CON HIDRATOS DE GAS.....	19
3.3 ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS DE ESTROMATACTIS Y DE TIPO CEBRA .....	20

3.4 CAVIDADES DE ORIGEN DESCONOCIDO .....	20
3.5 PETROFÍSICA EN LOS ESTUDIOS DE HIDRATOS DE GAS. ....	20
3.6 LOS ISÓTOPOS ESTABLES E INESTABLES .....	21
3.7 CARBONATOS.....	22
3.7.1 ARRECIFES Y CARBONATOS.....	22
3.7.2 DOLOMITAS.....	22
3.7.3 CEMENTOS CARBONÁTICOS.....	23
4 MÉTODO.....	24
4.1 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS DE LA FORMACIÓN QUERECUAL .....	24
4.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS DE MANO DE LA FORMACIÓN QUERECUAL.....	24
4.3 DESCRIPCIÓN DEL NUCLEO DE LA FORMACIÓN NISKU.....	25
4.4 ANÁLISIS DE LABORATORIO.....	25
4.4.1 SECCIONES FINAS.....	25
4.4.2 PETROLOGÍA.....	26
4.4.3 ISÓTOPOS ESTABLES.....	26
4.4.4 MICROSONDA.....	27
4.4.5 RAYOS X .....	28
4.4.6 CATODOLUMINISCENCIA .....	28
4.5 PETROFÍSICA.....	29
5 RESULTADOS.....	30
5.1 RESULTADOS DE LA FORMACIÓN QUERECUAL.....	30
5.1.1 PETROLOGÍA.....	30
5.1.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	37
5.1.3 ISÓTOPOS ESTABLES.....	38
5.1.4 MICROSONDA.....	41
5.1.5 LUMINISCENCIA.....	44
5.2 RESULTADOS DE LA FORMACIÓN NISKU.....	49
5.2.1 PETROLOGIA DE LA FORMACIÓN NISKU.....	49
5.2.2 ISÓTOPOS ESTABLES .....	55
5.2.3 MICROSONDA .....	57
5.2.4 CATODOLUMINISCENCIA .....	61
5.2.5 PETROFÍSICA.....	64

6 ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	67
CONCLUSIONES.....	77
APENDICES.....	79
BIBLIOGRAFÍA.....	100
REFERENCIAS ELECTRÓNICAS.....	105

# CAPÍTULO 1

## 1.1 INTRODUCCIÓN

Venezuela se ha caracterizado por poseer grandes reservas de petróleo y gas natural y gracias a ello ha llegado a ser uno de los principales países exportadores de petróleo. Debido a estas grandes reservas, no se ha hecho énfasis en la exploración y producción de hidrógeno como fuente de energía. Países tales como Japón y Alemania, cuyas reservas de hidrocarburo no son tan abundantes, han considerado el uso de hidrógeno como una fuente de energía alternativa al petróleo.

Una forma de obtener el hidrógeno es a través del gas metano  $\text{CH}_4$ , el metano es un gas común en yacimientos de hidrocarburo así como en clatratos de hidratos de gas que se encuentran en el lecho marino. La ocurrencia más común de hidratos de gas (“clatratos”) es en forma de hielo en el fondo oceánico, aunque también son hallados en zonas de “permafrost” costa afuera (plataformas continentales) y en tierra firme.

En el mundo, países desarrollados como Japón, Estados Unidos, Canadá y Alemania entre otros, se han caracterizado por estar a la vanguardia en la exploración y desarrollo de esta nueva fuente de energía que proporciona menor contaminación ambiental. Hasta países en desarrollo como en la India, se ha sumado a la agrupación científica y económica que busca acceso a esta nueva fuente energética.

Reservas de hidratos de gas reportadas en países como Japón y Alemania, representan una solución energética, debido a su alta concentración de metano (DOE, 1998). Actualmente se realiza un proyecto entre Japón, Canadá, Alemania, Estados Unidos e India con el objetivo de encontrar la forma de extraer metano de dichos yacimientos de hidratos de gas ([www.gashydrate.com](http://www.gashydrate.com)). Dicho proyecto está localizado en el pozo Mallik 2L38, delta de MacKenzie, provincia de los Territorios del noroeste, Canadá.

En los últimos años el proyecto de perforación oceánica “Ocean Drilling Project” que en países tales como Colombia, México y Costa Rica han reportado la existencia de importantes depósitos de hidratos de gas. Debido a la existencia de depósitos de clatratos en países tropicales como Colombia, se realizó el estudio en Venezuela basándose en buscar estructuras que evidencien los mismos. La Formación Nisku (Canadá) posee grandes yacimientos de gas e hidrocarburo en la provincia de Alberta (Watts, 1994). En ella se encuentran ciertas estructuras sedimentarias, llamadas estromatactis, las cuales han sido asociadas con la existencia de hidratos de gas o clatratos en la zona (Krause, 2001).

A pesar de que la Formación Nisku posee un ambiente de formación distinto al de la Formación Querecual, se pueden estudiar aquellas estructuras que puedan ser asociadas con la presencia de hidratos de gas en la zona. Se requerirá hacer el análisis completo de las estructuras sedimentarias de ambas formaciones y su respectiva correlación, para luego concluir sobre la posible existencia de clastratos en la zona.

Hasta el momento no han sido reportados estudios sobre la posibilidad de encontrar hidratos de gas en el país. Este trabajo representa el primer estudio en el área de fuentes alternativas de energía en Venezuela.

Adicionalmente, este trabajo es considerado como un aporte para el proyecto Vipa (Visión País) desarrollado por PDVSA, así como para cualquier otro proyecto cuyo tema principal sea la exploración de clastratos (hidrato de gas), entre ellos el proyecto Caribe desarrollado por PDVSA, FUNVISIS (Fundación Venezolana de Investigaciones sismológicas), la Universidad de Rice, La Universidad Central de Venezuela y la Universidad Simón Bolívar entre otros, cuyo propósito entre otros es la localización de yacimientos de clastratos en la plataforma continental de Venezuela (mar Caribe).

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 OBJETIVO GENERAL

Identificar estructuras sedimentarias relacionadas con la presencia de hidratos de gas (clastratos) en el momento de la depositación de las rocas de las formaciones Nisku (Canadá) y Querecual (Oriente de Venezuela) a través de métodos petrofísicos y geológicos con la finalidad de evidenciar la posible existencia de los mismos en el momento de la depositación de los carbonatos del Cretácico en Venezuela.

### 1.2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- ❑ Describir los núcleos de roca de la Formación Nisku, localizados en el área de “West Pembina” de Alberta, Canadá
- ❑ Identificar y cuantificar la presencia de estructuras estromatactis y estructuras del tipo zebra, (relacionadas con la formación de hidrato de gas) en las formaciones Nisku y Querecual.
- ❑ Correlacionar las estructuras encontradas en las formaciones Nisku y Querecual con los respectivos registros petrofísicos de ambas Formaciones.

- Aplicar la técnica de isótopos estables de carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ), oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y azufre 34 ( $\delta^{34}\text{S}$ ) a las muestras de las formaciones Nisku y Querecual con la finalidad de determinar ambientes de formación.
- Aplicar técnicas de rayos X, microsonda, microscopio electrónico, cátodo luminiscencia y petrología, a las rocas de las formaciones Querecual y Nisku, con la finalidad de identificar las propiedades y mineralogía exacta de las rocas.
- Comparar los resultados obtenidos de las técnicas aplicadas en la Formación Nisku (identificación de estructuras sedimentarias, respuestas petrofísicas, análisis de isótopos) con aquellos identificados en la Formación Querecual.
- Identificar evidencias de clastratos en el momento de la depositación de la Formación Querecual a través de las evidencias encontradas en la Formación Nisku.

### 1.3 UBICACIÓN

#### 1.3.1 UBICACIÓN DE LA FORMACIÓN QUERECUAL

La Formación Querecual, roca madre por excelencia de la cuenca oriental de Venezuela (Figura 1), se extiende sobre la Serranía del Interior en el noroeste de Venezuela y posee una extensión de más de 140,000 km<sup>2</sup>. En el caso del estudio de campo realizado para este trabajo de investigación, además de sus facilidades de acceso, por motivos económicos fue seleccionado el afloramiento del Chaure (figura 2-a y figura 2-b). Cabe mencionar que no se pudo utilizar núcleos de roca ya que no se encontraban disponibles.

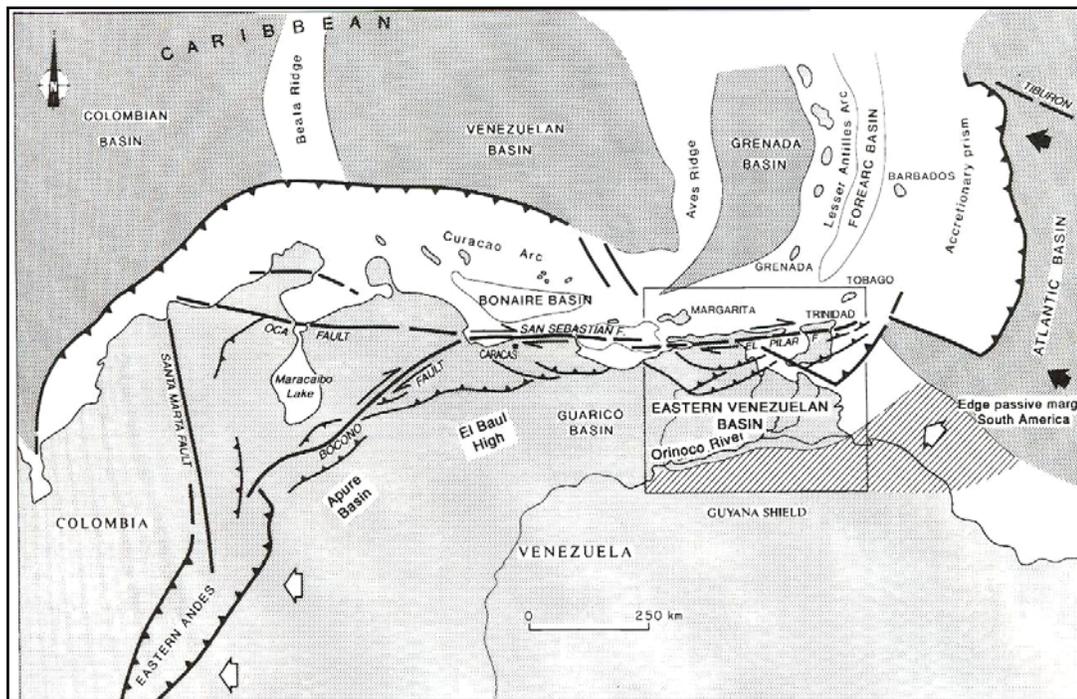


Figura 1. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela. Este mapa de ubicación muestra el sistema tectónico del norte de Venezuela y el borde Sur de la Placa del Caribe. (Passalacqua *et al.*, 1995)

El afloramiento del Chaure (figura 2) se encuentra ubicado en la Bahía del Chaure, en el norte del estado Anzoátegui. Las coordenadas UTM del afloramiento son:

Latitud: N 1.133.565

Longitud: E 324.050.

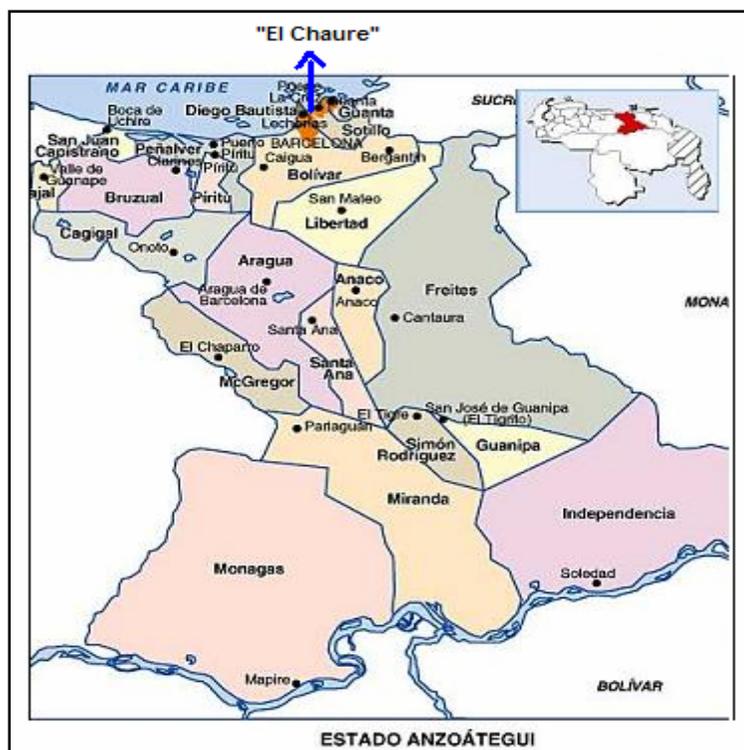


Figura 2-a. Ubicación del afloramiento del Chaure en el estado Anzoátegui. (<http://www.a-venezuela.com/mapas/map/html/estados/anzoategui.html>)

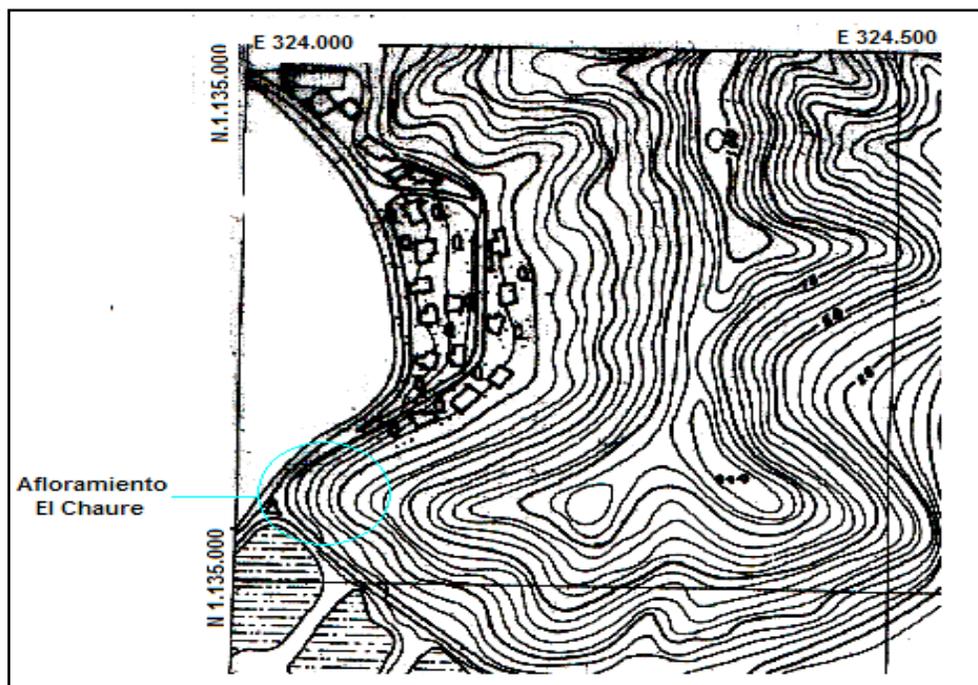


Figura 2-b. Ubicación del afloramiento del Chaure en el puerto "el Chaure". (Cartografía Nacional, 2003)

### 1.3.2 UBICACIÓN DE LA FORMACIÓN NISKU

La Formación Nisku se extiende a lo largo de la provincia de Alberta en Canadá (figura 3) Es uno de los reservorios de la Cuenca Winternburn del área de West Pembina (figura 4). El pozo 6-12-52-9W5 fue seleccionado para llevar a cabo esta investigación, el mismo queda ubicado en el área de Bigoray (figura 5).

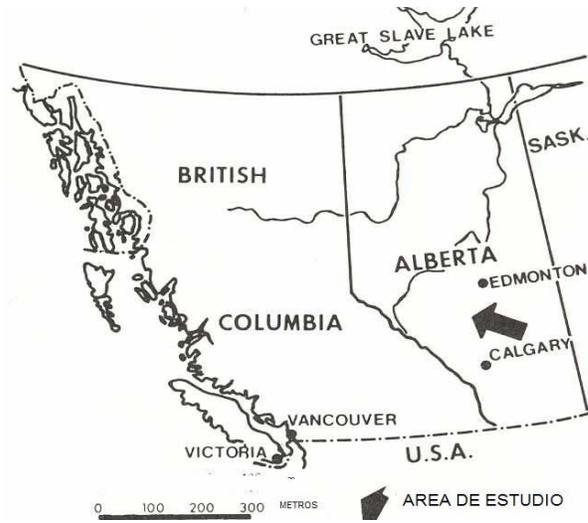


Figura3. Ubicación de la Formación Nisku en la provincia de Alberta en Canadá.( Watts, 1987)

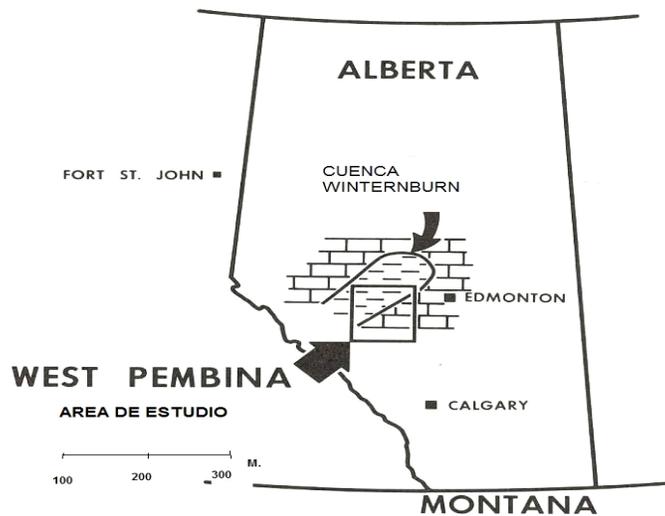


Figura 4. Ubicación del área de West Pembina y de la Cuenca Winternburn (Watts, 1987)

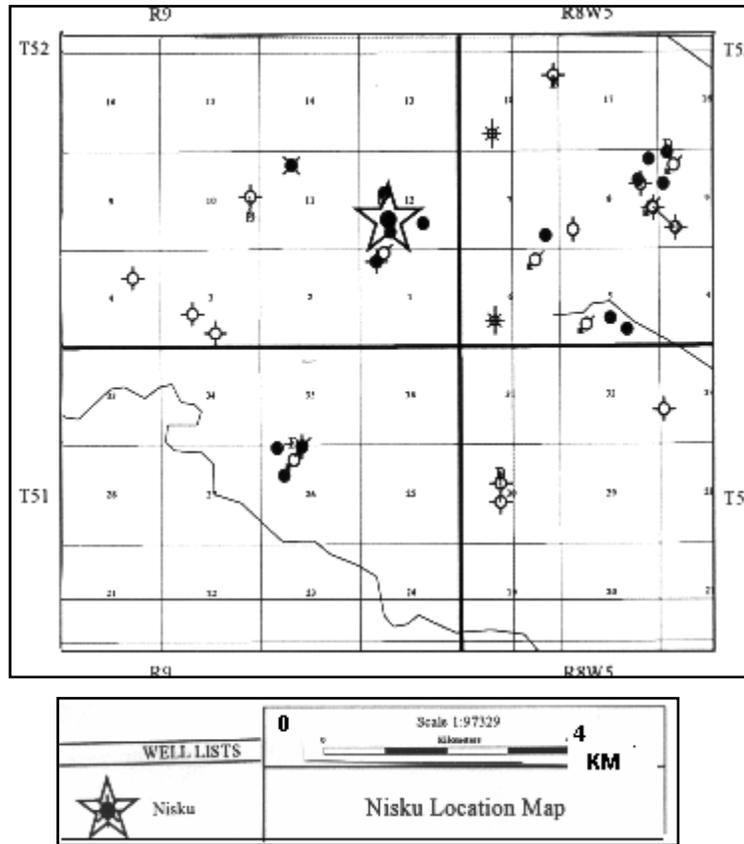


Figura 5. Ubicación del pozo 6-12-52-9W5 (Elaborado a través del programa ACCUMAP, en la Universidad de Calgary, 2003)

## CAPÍTULO 2

### MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA FORMACIÓN QUERECUAL

Las rocas madres generadoras del petróleo de Venezuela, comenzaron su depositación en al Cretácico temprano (figura 6), y fue controlada por una transgresión marina extensa y abierta (Ostos, 1999). Dicha transgresión coincide con un una subida del nivel del mar a nivel mundial en los inicios del Cretácico (James, 2000 a). Esta inundación permitió la depositación de calizas y arcillas ricas en materia orgánica identificadas como el Grupo Guayuta (Formaciones San Antonio y Querecual) en el oriente de Venezuela, y las Formaciones La Luna y Navay en el occidente de Venezuela (James, 2000 a; Cotillón *et al.*, 2000; Erlich *et al.*, 1999 a; Olivares *et al.*, 1996; Ostos, 1999; Crespo *et al.*, 1998).

La depositación del Grupo Guayuta comenzó en el frente nororiental de la placa Suramericana en un margen continental pasivo en el que se desarrollo una plataforma carbonática. Este margen pasivo, se vuelve activo en el Cretácico Tardío como resultado de la compresión entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe (Bellizzia, 1981 in James, 2000 a; Parnaud *et al.*, 1995). Este sistema inicialmente extensional y mas tarde compresional acompañado del movimiento dextral de las fallas de Boconó, Oca y San Sebastián, controló la sedimentación en el Occidente de Venezuela (figura 7) y al mismo tiempo fue factor principal en la modificación de porosidad de las rocas como consecuencia de la compresión de la cuenca de ante país (James, 2000 a; Ostos, 1999).

La Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra divide en dos provincias: la provincia alóctona y la provincia autóctona (figura 8). La provincia autóctona se extiende desde el eje de la cuenca, hasta el Río Orinoco y se caracteriza por la presencia de fallas normales las cuales afectan los depósitos del Cretácico y Paleoceno (Parnaud *et al.*, 1995). En cambio, la provincia alóctona se encuentra ubicada en la zona norte de la cuenca y se extiende desde la falla del Pilar hasta el eje de la cuenca. Esta provincia es caracterizada por varias secuencias plegadas las cuales estan delimitadas por corrimientos en sus bases (Parnaud *et al.*, 1995).

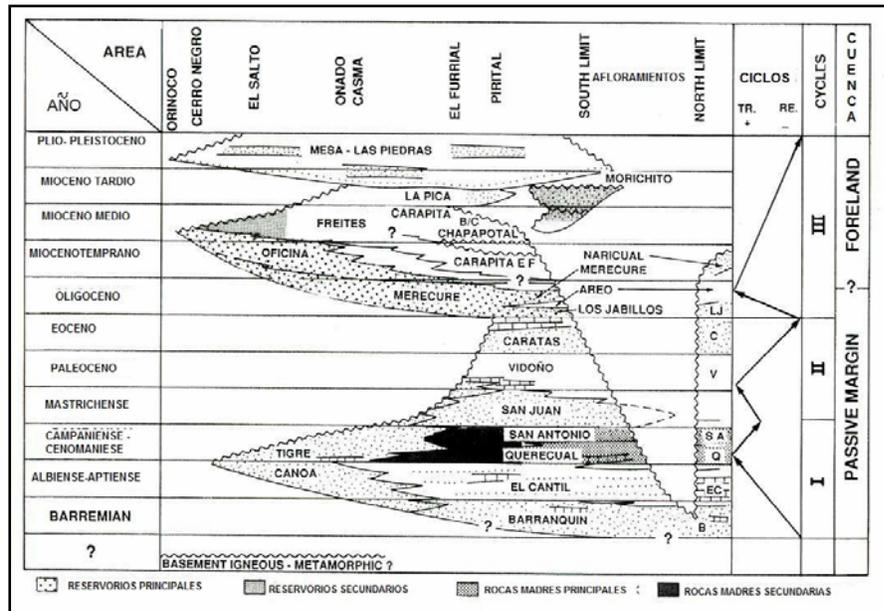


Figura 6. Estratigrafía generalizada del área de estudio mostrando tipo de cuenca, rocas madres y reservorios. (Modificado de Parnaud *et al.*, 1995 en Gallango y Parnaud, 1995)

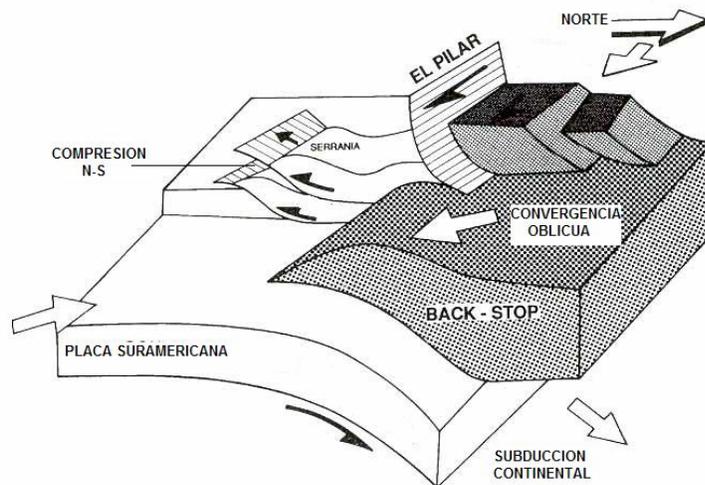


Figura 7. Modelo geodinámico del este de Venezuela, se puede observar que el movimiento se encuentra restringido por la Falla El Pilar y que la subducción afecta las provincias alóctonas y las provincias autóctonas. (Modificado de Parnaud *et al.*, 1995)

La Formación Querequal es parte de la secuencia estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela, y es bien conocida por ser la roca madre del petróleo en dicha cuenca. La Formación Querequal correlaciona estratigráficamente con la Formación La Luna en el occidente del país, siendo ésta la roca madre del petróleo en la Cuenca de Maracaibo.

Varios estudios describen la Formación Querecual como una unidad estratigráfica interestratificada con calizas arcillosas negras, finamente laminadas y lutitas calcáreas negras laminadas (James, 2000 a; Cotillón *et al.*, 2000; Erlich *et al.*, 1999; Olivares *et al.*, 1996; Ostos, 1999; Crespo *et al.*, 1998). El número de láminas se encuentran dentro de un rango de 5 a 15 láminas por cm. Esta distribución es atribuida al contenido de foraminíferos y arcilla en la roca. Concreciones calcáreas y otras de pirita están presentes en la Formación Querecual. En el caso de las concreciones calcáreas, las laminaciones aumentan su grosor dentro de las mismas en las rocas de la Formación Querecual.

Se ha reportado crecimiento de espato así como dolomita romboédrica y chert (Cotillón *et al.*, 2000) en la Formación Querecual. El chert se encuentra de manera más abundante en la zona norte y en los niveles superiores de la Formación. Este tipo de depósitos sedimentarios son muy similares en carácter diagenético a aquellas encontradas en la Cuenca de Cariaco, inmediatamente fuera de costa de la Serranía del Interior (Cotillón, *et al.*, 2000) y que presumiblemente se están formando hoy en día.

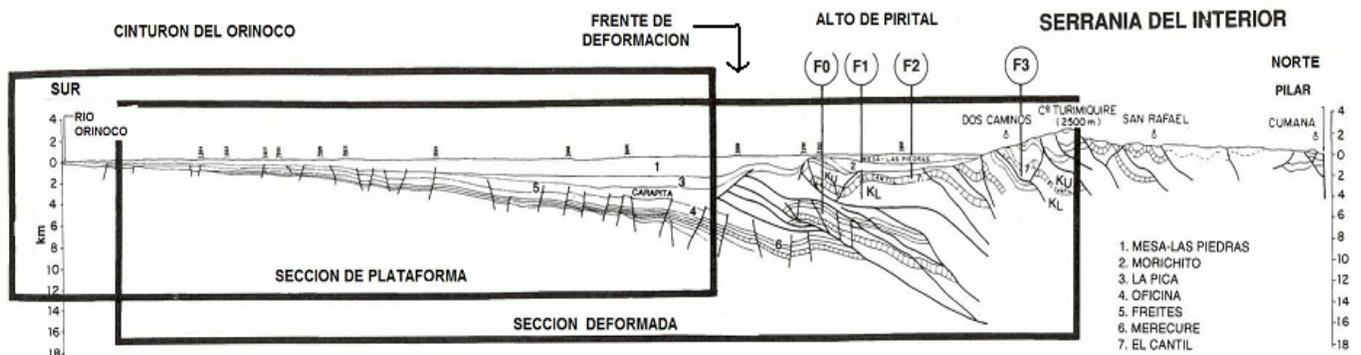


Figura 8. Sección estructural norte-sur mostrando las dos secciones estudiadas por Parnaud en su estudio. (Modificado de Parnaud, et al., 1995.)

Los niveles de carbono orgánico total (COT), encontrados en las Formaciones Querecual y La Luna, las hacen unas de las rocas madres más productivas a nivel mundial. Alberdi y Lafarge en 1993, reportaron un decrecimiento de COT desde la base hacia el tope en la Formación La Luna. Talukdar, (1992), determina que el kerógeno de la Formación Querecual es de tipo II. Y el contenido de COT se encuentra en valores comprendidos en un rango desde, 0.8 a 6.6% y una capacidad de producción de  $166 * 10^6$  Bls/km<sup>3</sup>.

En la zona norte de la cuenca el 85% del contenido orgánico, es considerado de origen marino, mientras que el resto es considerado de origen terrígeno. La zona sur de la Formación tiene un 60% de contenido orgánico de origen marino (Talukdar, 1987). Otros estudios reportan contenidos de COT de 12% (Lafarge, 1993), 2, 8 y 9% en diferentes secciones de la Formación La Luna (Olivares *et al.*, 1996).

Los análisis de elementos traza confirman un ambiente de depositación reductor de azufre (Garban *et al.*, 1996). Crespo en 1999 reporta altos nivel de COT así como de relaciones Ba/Al y Si/Al en sedimentos mas jóvenes, los cuales confirman un ambiente de depositación marino profundo. Controversialmente Galea *et al.* en 1996, a través de análisis de microfacies, identifica un ambiente de depositación Nerítico somero.

Asándose en algunos factores como anoxia, contenido de azufre y acumulación de carbono orgánico en las Cuencas de Maracaibo y Barinas, se propone un modelo que inicia en una progradación desde ambientes anóxicos de carbonatos de aguas someras y culminando en un ambiente de sedimentos de agua profunda en donde la tasa de sedimentación se incrementa (Lorente *et al.*, 1999).

Las concreciones carbonáticas presentes en la Formación Querecual, aparentan ser productos diagenéticos tempranos asociados a reducciones bacterianas y consumo de CO<sub>2</sub> involucrado en el proceso metabólico bacteriano (Cotillon *et al.*, 2000). Por otro lado Yoris en 1988 describe la Formación Querecual como un talud medio donde algunas corrientes de borde trabajaron el material creando zonas oxigenadas, permitiendo la existencia de algunos organismos. Ferrer y Castro en [www.lexico.com/lexico](http://www.lexico.com/lexico) (1999) describen la Formación Querecual como un ambiente no totalmente anóxico evidenciado por la presencia de foraminíferos bénticos.

Por otra parte, también se reportan fósiles traza en la sección tipo de la Formación Querecual que sugieren ambientes disóxicos pero no anóxicos [www.pdvsa.com/lexico](http://www.pdvsa.com/lexico).

## 2.2 MARCO GEOLÓGICO DE LA FORMACIÓN NISKU

Al culminar la depositación del Grupo Woodbend, como consecuencia de la regresión en el Devónico Tardío, fue depositada la Formación Nisku. La Formación Nisku representa parte del Grupo Winterburn (figura 9) y su depositación fue controlada por la subsidencia de la plataforma que delimita la costa canadiense occidental durante el Devónico superior.

La regresión del Frasnense, permitió el desarrollo de los grandes depósitos carbonáticos arrecifales conocidos como las Formaciones Swan Hills y Leduc las cuales son anfitriones para grandes depósitos de petróleo y gas. El desarrollo de las Formaciones Nisku y Camrose evidencian los cambios de facies del Frasnense tardío de facies arrecifales a facies de talud y bancos de lodo calcáreo (Watts, 1987)

Los carbonatos de la Formación Nisku se caracterizan por tener montículos de lodo calcáreo y arrecifes de estromatoporidos en las cuales no es posible diferenciar las distintas partes de los arrecifes normales (cresta, laguna interna, margen, talud externo, etc.) como ocurre en la Formación Swan Hills (Watts, 1987). Mientras que la geometría de la plataforma carbonática de la Formación Swan Hills es de repisa, la geometría de la Formación Nisku es de rampa (Watts, 1987)

La rampa carbonática donde se desarrolló la Formación Nisku, estaba controlada por subidas y descensos en el nivel del mar y se encuentra ubicada en el área de West Pembina de Alberta y en el noreste de la provincia de British Columbia. Las construcciones arrecifales de la Formación Nisku, fueron depositadas en una rampa marina y forman parte de los miembros Lobstick y Bigoray. El miembro Cynthia, esta compuesto por carbonatos depositados en una plataforma de repisa profunda y la misma se encuentra por encima de los miembros Lobstick y Bigoray. Por último, el miembro Wolf Lake se sobrepone a los miembros anteriores y esta constituido por sedimentos de ambiente de planicie de marea (Watts, 1987).

La Formación Nisku consiste en construcciones arrecifales desarrolladas a finales del Devónico delimitando las áreas cratónicas del Precámbrico en las de la provincia de British Columbia.

La Formación Nisku se encuentra dividida en las siguientes facies:

- Carbonatos y lutitas de talud de cuenca
- Carbonatos y lutitas de ambiente de rampa profunda
- Carbonatos y calizas argiláceas de ambiente de rampa somera
- Construcciones arrecifales de corales y estromatopóridos
- Carbonatos y evaporitas de rampa.

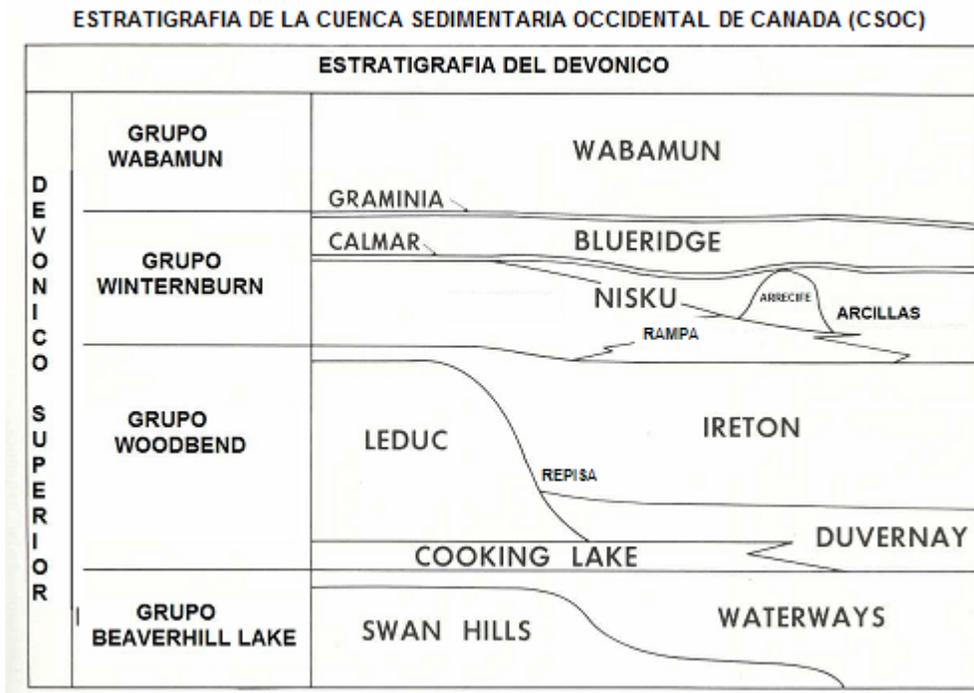


Figura 9. Gráfico que muestra las diferentes nomenclaturas utilizadas en el Devónico de la CSOC. El gráfico también indica las diferencias morfológicas entre las Formaciones Leduc y Swan Hills, en comparación con la Formación Nisku. (Modificado de Watts, 1987)

Estratigráficamente, la Formación Nisku consiste en dolomitas que varían de color marrón pardo a cristalino, con algunos contenidos de anhidrita y arcillas rojas y verdes. En las Montañas Rocosas de Canadá, la Formación Nisku contiene montículos de lodo calcáreos con asociaciones de estromatoporidos, corales, crinoideos, braquiópodos y presencia de estructuras de sedimentación temprana como estructuras estromatactis (Watts, 1987).

Basándose en estudios realizados por la compañía Chevron, la Formación Nisku ha sido dividida en 4 miembros principales:

**MIEMBRO LOBSTICK:** con un espesor de 20 a 60 m, consiste en calizas argilaceas, limonitas y limonitas calcáreas parcialmente dolomitizadas. Las texturas más comunes en este miembro varían desde *mudstone* (Caliza lodosa) hasta *packstones* (Caliza granular lodosa) con una intensidad de bioturbación entre 5% hasta 80%.

**MIEMBRO BIGORAY:** este miembro ha sido dividido en dos unidades. La unidad inferior, se encuentra compuesta por *caliza lodosa granular* (Caliza lodosa granular), bioclásticas de color gris verdoso,

limonitas calcáreas bioturbadas de color gris; ambas con una pobre diversidad de organismos compuesta básicamente por braquiópodos.

La unidad superior, está compuesta por calizas argilaceas, arcillosas y bioclásticas. En esta unidad se puede apreciar una gran diversidad de organismos, básicamente compuesto por braquiópodos, estromatopóridos, crinoideos y corales, muy bien preservados en estado fósil.

*MIEMBRO CYNTHIA*: la unidad inferior consiste de lutitas calcáreas de color oscuro con algunos braquiópodos, algas y corales, depositados bajo condiciones anóxicas.

La unidad superior consiste en calizas compuestas por corales rugosos y algas. El tamaño de los corales puede variar desde tamaño de arena a grava. Esta unidad se encuentra parcialmente dolomitizada.

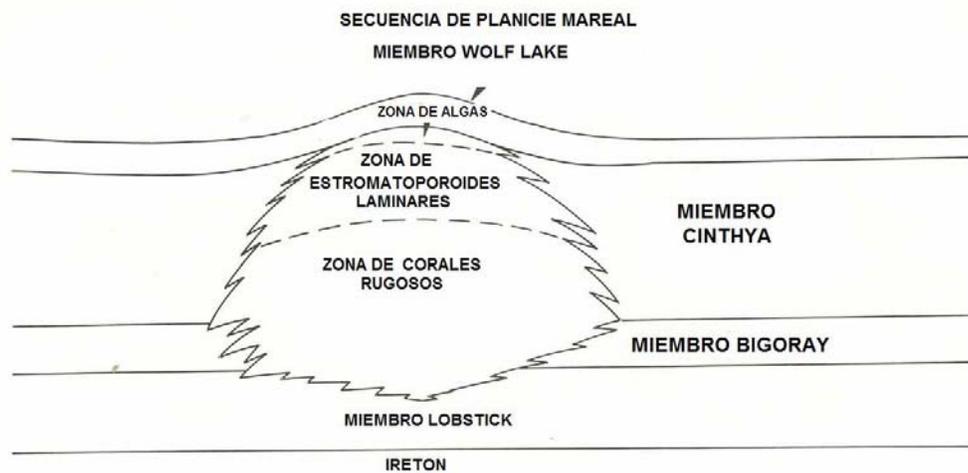


Figura 10. Diagrama simplificado que muestra las diferentes variaciones verticales en un arrecife de la Formación Nisku, donde las secuencias verticales demuestra que los arrecifes crecieron gradualmente como respuesta de subidas del nivel del mar. (Modificado de Watts, 1987)

Los sedimentos del miembro Cynthia han sido parcialmente dolomitizados como resultados de eventos diagenéticos posteriores. Se propone una profundidad superior a los 50 metros, para la depositación de los sedimentos de este miembro.

*MIEMBRO WOLF LAKE*: se caracteriza por una secuencia de ambiente de planicie marina en la cual, las texturas originales de la roca, se encuentran ocultas debido a la fuerte dolomitización de este miembro.

*ARRECIFES Y MONTICULOS DE LODO CALCAREO DE NISKU*: son pequeñas elevaciones compuestas por corales rugosos, estromatopóridos, y algas calcáreas. Como consecuencia de la dolomitización presente, las fábricas originales de la roca han sido alteradas considerablemente y se ha desarrollado una buena porosidad como consecuencia del mismo factor. Se han identificado cuatro comunidades en los arrecifes de la Formación Nisku:

- a- Comunidad de arrecifes de corales rugosos: compuesto por corales rugosos de tipo *Smithiphyllum*, *Thamnophyllum* y *Disphyllum* y por estromatopóridos laminares.
- b- Comunidad de arrecifes de *Wetheredella* y *Rothpletzella*: consiste en rocas compuestas por calizas laminadas argiláceas de color marrón amarilloso con bulbos de *Renalcis* y un tipo de organismo (alga o foraminífero) llamado *Wetheredella*.
- c- Comunidad de estromatopóridos: consiste en estromatopóridos laminares y anastomosados. En este caso los corales rugosos no son los principales constructores de los arrecifes. Organismos del tipo *Renalcis*, también pueden ser vistos.
- d- Comunidad de algas: por lo general, los arrecifes de la Formación Nisku, se encuentran cubiertos por una cresta compuesta de algas, de espesor comprendido entre los 0.25 m a los 0.8 m .

Embri en 1974 propuso una secuencia de desarrollo de las plataformas carbonáticas del Devónico en Canadá. La misma comienza con una transgresión que inunda las plataformas erosionadas, luego la subsidencia lenta de dicha plataforma permite el desarrollo de pequeños crecimientos arrecifales. La tasa de subsidencia se acelera proporcionando el desarrollo de elevaciones biohermales. Posteriormente la tasa de subsidencia disminuye proporcionando el desarrollo de ambiente de laguna interna. Por último la subsidencia cesa y la cuenca es depositada completamente.

Machel en 1983, describe ambientes diagenéticos muy complejos en la Formación Nisku. El mismo describe múltiples fábricas las cuales han sido dolomitizadas parcialmente. Por otro lado se describen zonas de completa dolomitización en donde toma lugar la anhidritización y la disolución de remanentes calcíticos. La dolomitización parece ser consecuencia de un proceso ocurrido en un ambiente de enterramiento intermedio y la misma se incrementa en función de la profundidad.

Se han reportado tres tipos de dolomitización en la Formación Nisku: microcristalina, azucarada y mosaico. Dichas dolomitizaciones han sido relacionadas con fábricas primarias de la Formación así como la anhidritización ha sido asociada a evaporitas (Tan and Montjoy, 1998)

## CAPÍTULO 3

### MARCO TEORICO

#### 3.1 HIDRATOS DE GAS

##### 3.1.1 ¿QUE SON LOS HIDRATOS DE GAS?

Los hidratos de gas son cristales formados por agua y gas, principalmente metano a temperaturas y presiones típicas de márgenes continentales. Pueden estar depositados en un rango entre pocos metros y cientos de metros de profundidad en concentraciones variables. Los hidratos de gas natural son estructuras en las cuales una moléculas que puede ser metano ( $\text{CH}_4$ ), dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) o sulfuro de Hidrógeno ( $\text{H}_2\text{S}$ ) entre otros; se encuentran incluidos en una estructura cristalina de agua y se presentan en forma de hielo (figura 11). En este caso la molécula de hielo cristaliza de forma cúbica en vez de forma hexagonal. (<http://ethomas.web.wesleyan.edu/ees123/clathrate.htm>)



Figura 11. Molécula de clatrato en forma de dodecahedro pentagonal de hielo con una molécula tetrahedral de metano. ([www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm](http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm)).

El término clatrato define una celda, es un sólido con un espacio para acomodar dentro del intersticio un gas simple de cualquier tipo. Los clatratos fueron descubiertos en 1810 por Sir Humphrey Davy y consisten en sólidos cristalinos de hielo ([www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm](http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm)), pero con un sistema cristalino distinto.

Para formar una estructura de clatratos, por cada 8 moléculas de metano, es necesario 46 moléculas de agua que por lo general rodean la molécula de metano (figura 11). En condiciones ideales, un metro cúbico de clatrato contiene 164 metros cúbicos de metano a condiciones normales de presión y temperatura. (<http://ethomas.web.wesleyan.edu/ees123/clathrate.htm>)

Para lograr estabilizar esta estructura es necesario estar bajo condiciones apropiadas de alta presión y baja temperatura (figura 12) La alta presión puede ser alcanzada por una gran columna de agua y las bajas temperaturas se encuentran a profundidades someras del subsuelo. De esta manera Venezuela, debido a las condiciones de presión que presentan las costas marinas, constituye un candidato para la formación de estos materiales.

Hasta ahora solo se conocen tres estructuras de clastratos (hidratos de gas). Actualmente la más común es la estructura tipo I, constituida por un dodecaedro cuyos vertices están constituidos por pentágonos formados por moléculas de agua en cuyo interior se encuentra una molécula de metano, aunque algunos casos puede estar acompañado de sulfuros, propano y carbono o cualquier otro gas simple (Tocco, 2002 comunicación personal).

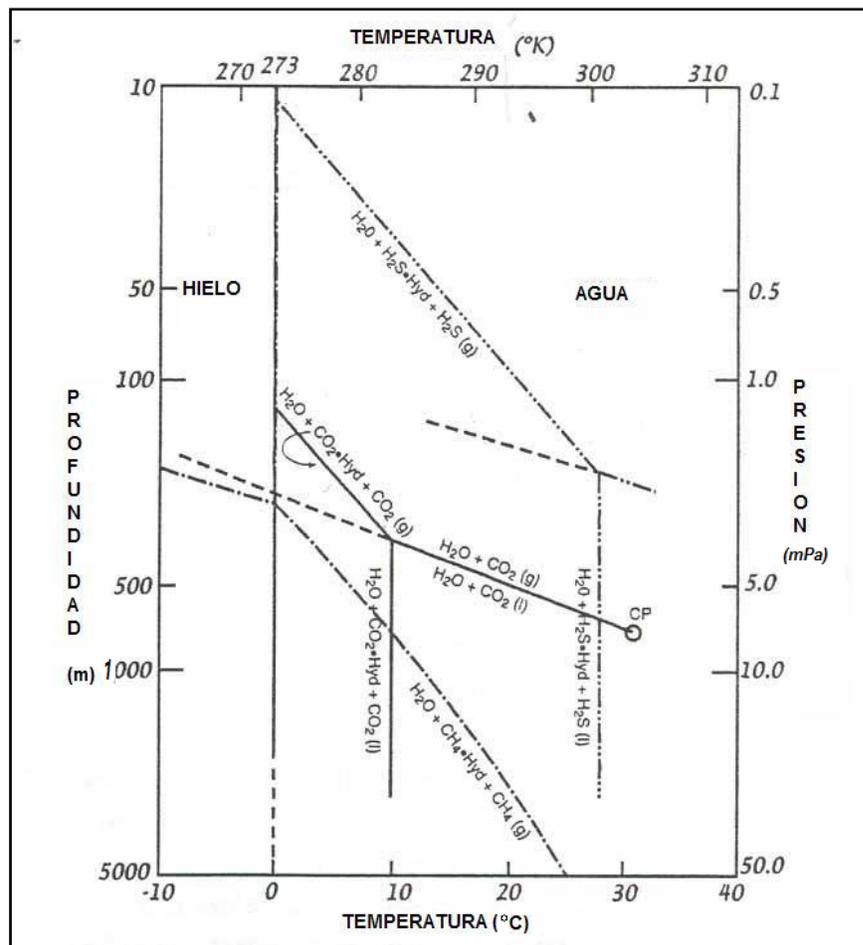


Figura 12. Diagrama de presión, temperatura y profundidad de  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$  en agua pura. Diagrama basado en datos experimentales de Katz *et al.*, 1959 y Miller, 1974. (Modificado de Krause, 2001.)

### 3.1.2 IMPORTANCIA DE LOS ESTUDIOS DE HIDRATOS DE GAS EN VENEZUELA

Como se explicó anteriormente, por cada metro cúbico de clatrato, es posible obtener 164 metros cúbicos de gas metano. Por esta capacidad de almacenamiento natural, los clatratos son considerados como una fuente de energía más económica en términos de producción en la industria petrolera. De igual manera, representan un medio de transporte de hidrocarburos ya que se encuentran en estado sólido.

Por otro lado, una de las formas de obtener hidrógeno es a través de los hidratos de gas. Por consiguiente la exploración y desarrollo de los hidratos de gas en el país es considerado como la búsqueda de nuevas fuentes de energía alternas al petróleo.

### 3.1.3 UBICACIÓN DE LOS HIDRATOS DE GAS

La ubicación de los hidratos de gas puede hacerse a través de métodos sísmicos y geológicos. Ellos se encuentran en el subsuelo marino a poca profundidad principalmente en los márgenes continentales. Cuando se encuentran a cierta profundidad en el subsuelo se utilizan métodos sísmicos, geológicos y registros petrofísicos para ser detectados en pozos.



Figura 13. Clatratos en sedimentos ([www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm](http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm)).

### 3.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS RELACIONADAS CON CLASTRATOS DE HIDRATOS DE GAS

Algunas estructuras sedimentarias como tipo zebra y las estructuras estromatactis, han sido relacionadas con la formación de clastratos de hidratos de gas (Krause, 2001). Por esta razón, dichas estructuras son el foco de la investigación, así como cualquier cemento calcáreo de origen marino con estructura de burbuja.

Los hidratos de gas o clastratos además de estar rodeados por fluidos, agua y gas, contribuyen en la precipitación de ciertos minerales como aragonita, calcita, siderita y dolomita. Estos son los minerales por excelencia de relleno de ambas estructuras anteriormente mencionadas. El metano es el gas más común encontrado en los clastratos de hidratos de gas en el subsuelo marino moderno y puede derivarse principalmente de dos fuentes: la descomposición anaeróbica activa del dióxido de carbono y sustancias orgánicas como el acetato; y la segunda es a través del metabolismo de bacterias o de materia orgánica en los sedimentos del piso oceánico. Estas bacterias tienden a incrementar el pH produciendo la precipitación de carbonatos y cementación de los sedimentos que la rodean (Krause, 2001).

Las estructuras estromatactis son estructuras típicas de calizas (micrita y espato) las cuales tienen una base plana y un techo reticulado, presentando un relleno que por lo general puede ser calcita radiaxial o neomórfica, o dolomita y una cavidad interna. Por otro lado las estructuras de tipo zebra son estructuras lateralmente uniformes y extensas rellenas del mismo tipo de calcita (Krause, 2001).

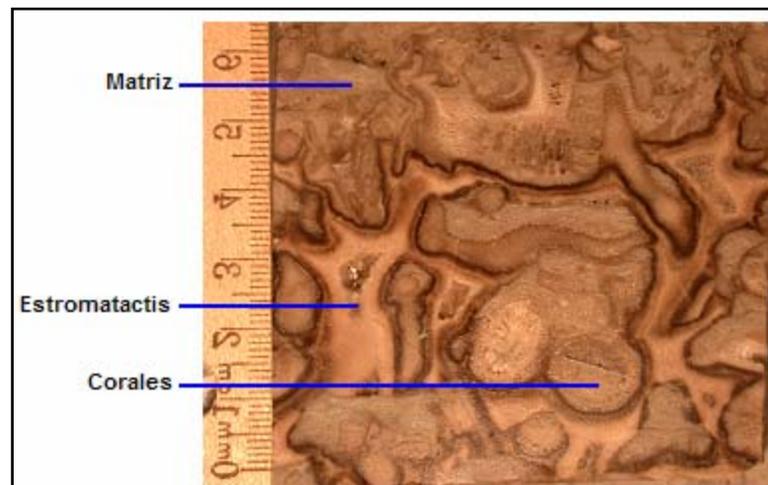


Figura 14. Caverna submarina rellena con espato en franjas. (Formación Nisku, pozo 6-12-52-9W5, Universidad de Calgary, 2003)

### 3.3 ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS ESTROMATACTIS Y DE TIPO ZEBRA

Estas estructuras han representado una fuente de gran interés en geología durante los últimos 120 años y una gran gama de explicaciones han sido atribuidas a su origen: decaimiento de cuerpos blandos, plantas y bacterias, recristalización de algunas formas esqueléticas o lodo, aberturas creadas por algunas raíces, recristalización producto de un bajo grado de metamorfismo, etc. (Krause, 2001) Estos han sido los trabajos anteriormente realizados, donde se plantean hipótesis sobre el origen de las estructuras sin embargo el origen de las cavidades internas de ambas estructuras sigue siendo un misterio.

### 3.4 CAVIDADES DE ORIGEN DESCONOCIDO

Algunos investigadores que han estudiado las estructuras en rocas del Fanerozoico han apuntado a un origen orgánico, en el cual algunos organismos blandos han dejado estas cavidades al decaer. Esta observación se origina de la creencia que estas fábricas son de alguna manera construcciones microbiales; sin embargo, estas observaciones no explican como estas cavidades fueron soportadas y mantenidas abiertas durante la cementación de las mismas.

Para responder la incógnita anteriormente planteada se propone que estas cavidades fueron soportadas por clatratos de hidratos de gas. La existencia de clatrato en océanos modernos hace pensar que si los mismos son tan comunes en los océanos actuales ¿por qué no han podido serlo en el pasado?. De esta manera se presentarían como una evidencia geológica en los mismos (Krause, 2001).

### 3.5 PETROFÍSICA EN EL ESTUDIO DE HIDRATOS DE GAS

El desarrollo y los adelantos hasta ahora logrados tanto teóricos como prácticos en la toma de perfiles de pozo han acrecentado enormemente el poder de investigación de los geólogos, geofísicos e ingenieros petroleros para interpretar las características de las rocas y los fluidos depositados en sus entrañas desde el punto de vista cualitativo y cuantitativo.

La petrofísica es una herramienta utilizada en la Geología y Geofísica que se permite la descripción y medida directa y analógica de las propiedades físicas de las rocas incluyendo los efectos que puedan producir los fluidos contenidos en ella.

Los propósitos de aplicación de petrofísica son:

- Control de profundidad de la formación
- Determinación de tope y base de un estrato
- Medición de potencial espontáneo y resistividad de rocas y fluidos
- Deducción de valores de porosidad y permeabilidad de las rocas
- Deducción de presencia de fluidos en las rocas
- Registros de temperatura
- Registros de presiones, buzamiento y efectividad de la cementación de los revestidores
- Toma de muestras de fluidos de fondo
- Registros de densidad de las rocas
- Detección de fallas y discordancias

En el caso de esta investigación, se cuantifica de la presencia de las estructuras que evidencien la presencia de hidratos de gas y se correlaciona con los diferentes registros de pozos de manera de encontrar algún patrón entre las estructuras y los registros petrofísicos. Lo que se quiere buscar es si existe alguna entre las propiedades de la roca y la presencia de hidratos de gas en el momento de su depositación.

### 3.6 LOS ISÓTOPOS ESTABLES E INESTABLES

Hasta 1958 los geólogos sólo podían avanzar teorías documentadas en la edad de las glaciaciones de la época del Pleistoceno. El método de Libby utilizaba un isótopo radioactivo del carbono-14 el cual se origina en las capas altas de la atmósfera, donde los átomos del nitrógeno común están sometidos al bombardeo de neutrones creados por partículas cósmicas de alta energía que al tocarlo produce la liberación de un protón y de esta manera se convierte en carbono-14. Realizando mediciones de las pequeñas cantidades de carbono-14 contenidas en una muestra de materia orgánica, puede estimarse la edad en años de esta materia (Strahler, 1992).

El análisis de la variación de los isótopos estables de oxígeno proporciona evidencias independientes sobre los ciclos de glaciación. Además de la forma común del oxígeno-16, existen dos formas más pesadas como el oxígeno-17 y oxígeno-18, de manera tal que la relación entre el oxígeno-18/oxígeno-16, depende en parte de la temperatura del agua, entonces la razón de los isótopos en la materia carbonatada de las conchas y otros organismos debería reflejar la temperatura del agua circundante en el momento de su segregación (Strahler, 1992), así como podría ser relacionado con el ambiente de formación en donde se depositan las rocas.

La composición isotópica de organismos calcáreos marinos es una función del  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y temperatura del agua en el cual se depositaron y vivieron estos organismos. En un principio, es posible reconstruir dicho ambiente así como la química y temperatura de los océanos antiguos tomando en cuenta ciertos factores en el fraccionamiento isotópico que dominaron la precipitación de los carbonatos en cuestión (Anderson, 1984). Con ayuda de estudios realizados anteriormente sobre el fraccionamiento del  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , es posible reconstruir los ambientes que dominaron la precipitación de los carbonatos de la Formación Nisku y la Formación Querecual.

### 3.7 CARBONATOS

#### 3.7.1 ARRECIFES Y CARBONATOS

Un arrecife, es la expresión física de una comunidad de organismos marinos. Las rocas calizas están compuestas básicamente por fragmentos de organismos arrecifales y una pequeña cantidad de sedimentos terrígenos. Los sedimentos contenidos en las rocas arrecifales, proceden de la desintegración post mortem de los organismos que vivieron en los crecimientos arrecifales. Otros organismos se encargan de la destrucción de los crecimientos arrecifales y de esta manera generan limo y lodo calcáreo. La distribución de los carbonatos a lo largo del periodo Paleozoico puede observarse en la figura 15. (James, 1983).

Las rocas carbonáticas están compuestas básicamente por cuatro tipos de carbonato: calcita rica en magnesio, calcita pobre en magnesio, aragonito y dolomita. La precipitación de cada uno de estos minerales depende del ambiente de depositación y del proceso de diagénesis involucrado.

Las calcitas con alto contenido de magnesio, resultan ser más inestables que aquellas con pobre contenido de magnesio. En algunas ocasiones, la misma representa un cambio entre ambiente marino a un ambiente continental. (Tucker, *et al.*, 1990).

#### 3.7.2 DOLOMITAS

La precipitación de dolomita se produce cuando las proporciones moleculares de Ca-Mg se ubican en un 50% en el ambiente de depositación de las rocas. La estructura cristalina de dolomita es bastante estable y generalmente se forma a temperaturas de 200 °C o también puede formarse a los 125 °C como producto hidrotermal dentro de la roca (Tucker *et al.*, 1990). También pueden formarse en sabkhas, ambientes sedimentarios someros a temperaturas entre 50 °C y 80 °C.

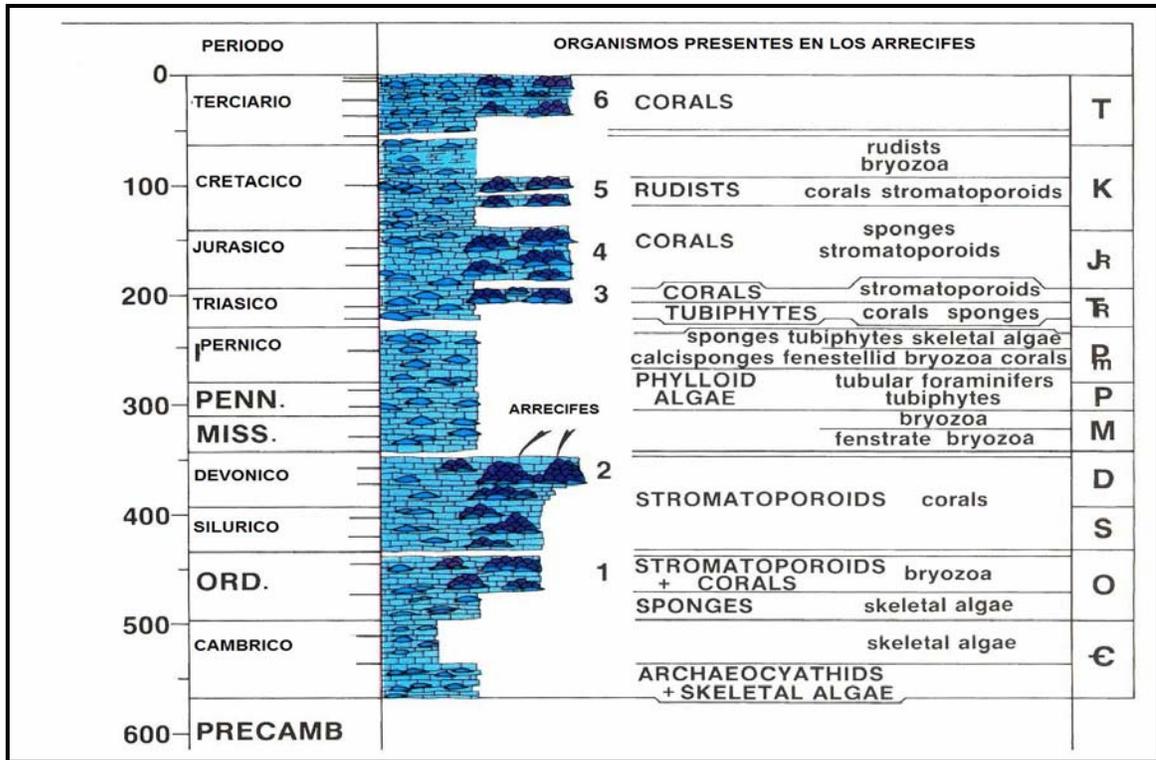


Figura 15. Distribución de los crecimientos arrecifales a lo largo de los periodos geológicos (James, 1983)

A pesar de los altos niveles de magnesio en los ambientes marinos, la dolomita no puede precipitarse de manera natural debido a que los sulfatos impiden la precipitación del magnesio en las estructuras de dolomita. Cuando las relaciones de calcio y magnesio entre los fluidos en el lecho marino superan las relaciones 5 Mg a 1 Ca, es el ese momento cuando las moléculas de sulfato atrapan las moléculas de calcio y permiten la precipitación del magnesio en forma de dolomita (Krause, 2003, com. personal).

### 3.7.3 CEMENTOS CARBONÁTICOS

Las texturas carbonáticas dependen del ambiente en donde se depositen. En ambientes marinos es común encontrar cementos con texturas aciculares, fibrosas, columnares y radiaxiales bordeando la matriz en donde se encuentren precipitados. En zonas de vadosa, así como ambientes meteoricos, son comunes las texturas de cemento tipo bloque, circungranular y menisco entre otras (Bathrust, 1971). Al igual que las estructuras de tipo zebra y tipo estromatactis, los cementos carbonáticos de tipo marino, han sido relacionados en cierta forma, con la formación de clastratos. (Krause, 2001)

## CAPÍTULO 4

### MÉTODO

#### 4.1 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS DE LA FORMACIÓN QUERECUAL

En agosto del año 2002 se recolectaron cuarenta y cinco muestras de la formación Querecual en el afloramiento de El Chaure (sección 1.2). Se describieron 160 m. de sección y los resultados se encuentran ubicados en el apéndice 1. El objetivo principal del levantamiento de la sección, fue la búsqueda de estructuras de tipo zebra y estructuras de tipo estromatactis.

Es necesario explicar por que se seleccionó el afloramiento el Chaure en esta investigación. Es evidente que por los objetivos de esta investigación, era mejor el uso de núcleos de roca de la Formación Querecual, lamentablemente dichos núcleos no se encontraban disponibles para la fecha en que eran necesarios. Por otro lado no se selecciono la sección tipo de la Formación Querecual ubicada en el río Querecual por motivos económicos, como resultado se selecciono un afloramiento que tuviese buenas vías de acceso de manera de hacer el levantamiento más sencillo y más económico.

Debido a la elevada erosión del afloramiento, la identificación de estructuras sedimentarias fue casi imposible, de manera que la búsqueda en el afloramiento de El Chaure, se basó en la identificación de aquellas capas de calizas para posteriormente realizar los mismos análisis de aquellos en la Formación Nisku la cual presenta estructuras asociadas a la formación de hidratos de gas (estructuras estromatactis y zebra).

#### 4.2 PREPARACIÓN DE MUESTRAS DE MANO DE LA FORMACIÓN QUERECUAL

Se trasladaron las muestras de mano de la Formación Querecual al laboratorio del profesor Federico Krause en el Departamento de Geología y Geofísica localizado en el 5<sup>o</sup> piso del Edificio de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Calgary.

Posteriormente las muestras fueron trasladadas al laboratorio de preparación de muestras, localizados en el sótano del mismo edificio anteriormente nombrado. Las muestras fueron cortadas longitudinalmente en tres secciones. Cada una de las secciones fueron pulidas con el fin de poder identificar con mas facilidad aquellas estructuras de interés, además de eliminar cualquier tipo de irregularidad causada por la sierra. Al finalizar el pulido de cada una de las muestras, las mismas fueron nuevamente trasladadas al laboratorio del profesor Krause donde se procedió a realizar los acetatos de cada uno de las muestras.

La técnica de acetatos se aplica en las muestras con la finalidad de obtener un tipo de fotografía de la roca. Los acetatos no son secciones finas, por esta razón no se pueden hacer diferencias entre el tipo de materiales al colocar los acetatos bajo un microscopio, simplemente se pueden observar ciertas estructuras particulares tales como estructuras de paredes de algunos organismos y algunas fábricas.

Para la elaboración de los acetatos, posteriormente al pulido de las muestras, se procede a sumergir la muestra en ácido clorhídrico en solución al 10%. Luego se procede a secar la muestra. Cuando esté totalmente seca, se procede a colocar una capa gruesa de acetona por encima de la cara deseada e inmediatamente se procede a colocar el papel de acetato. Se deja secar totalmente la acetona y se retira el papel de acetato. La muestra de acetato se coloca entre dos láminas de cristal para facilitar su manipulación

#### 4.3 DESCRIPCIÓN DEL NUCLEO DE LA FORMACIÓN NISKU.

En el caso de la Formación Nisku, el pozo seleccionado es el pozo 6-12-52-9W5 llamado Texaco Bigoray. El pozo fue perforado por la compañía Texaco y el mismo posee una tercera parte de este núcleo de roca. Las dos terceras partes del núcleo de roca, se encuentran en la nucleoteca ubicada en las afueras de Universidad de Calgary. Los alumnos de la Universidad de Calgary tienen derecho a hacer uso de los núcleos de roca siempre y cuando sea con fines de investigación y estén a cargo de algún profesor calificado de dicha universidad.

La finalidad de la descripción de dicho núcleo es la identificación de estructuras de tipo estromatactis y tipo zebra, así como cualquier tipo de cemento el cual pueda ser relacionado con la presencia de hidratos de gas al momento de la depositación. Por otra parte la descripción detallada del núcleo es necesaria de manera de poder rehacer la historia geológica de la formación o en este caso del arrecife de la Formación Nisku.

Se seleccionaron 37 muestras de aproximadamente 10x12 cm para ser seccionadas del núcleo y posteriormente fueron trasladadas al laboratorio del profesor Krause para ser preparadas de la misma manera que las muestras de la Formación Querecual. En este caso las muestras sólo fueron pulidas y se les aplicó la técnica de acetatos.

Los datos del núcleo así como la descripción completa del mismo se encuentra en el apéndice 2.

## 4.4 ANALISIS DE LABORATORIO

### 4.4.1 SECCIONES FINAS

Luego de observar los acetatos, se seleccionaron 6 muestras de la Formación Querecual y 14 muestras de la Formación Nisku con la finalidad de realizar secciones finas en dichas muestras. Las muestras fueron enviadas al laboratorio comercial Continental Rocktel, ubicado en la ciudad de Calgary (Canadá), en dicho laboratorio se realizaron las secciones finas de las muestras Q0218, Q0242, Q0257, Q0259 y Q0260 de la Formación Querecual y N0247, N0248, N0212, N0239, N0207, N0217, N0230, N0258, N0201, N0218, N0208, N0200, N0233 y N0245 de la Formación Nisku.

### 4.4.2 PETROGRAFÍA

Teniendo en mano las secciones finas de ambas formaciones, se procedió a realizar la petrografía de las mismas. En el caso de la Formación Nisku, además de identificar minerales y organismos que conforman la roca, se enfocó en el estudio en aquellas estructuras que pudiesen estar relacionadas con la formación de hidratos de gas, así como su geometría y disposición dentro de la roca en relación a los demás organismos que la conforman.

En el caso de la Formación Querecual, debido a la carencia de una fauna diversa y de estructuras sedimentarias, se realizó una descripción mas detallada e integrada de cada uno de los elementos que conforman las rocas de la Formación Querecual.

### 4.4.3 ISÓTOPOS ESTABLES

Se realizaron análisis de isótopos estables de carbono 13, oxígeno 18 y azufre 34, en las muestras seleccionadas de la Formación Nisku y la Formación Querecual. Los resultados obtenidos se reportan en medidas de  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{34}\text{S}$ . los resultados obtenidos son medidas relativas con respecto al isótopo mas liviano, es decir los resultados son comparaciones entre  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ .

Para llevar muestras al laboratorio de isótopos estables, es necesario que cada una de ellas sean trituradas en una medida menor a 60  $\mu\text{m}$  y además la muestra en polvo debe pesar más de 20 mg . Para triturar las muestras se utilizó un taladro y cada una de las muestras en polvo se colocó en tubos esterilizados y

debidamente rotulados. Posteriormente las muestras fueron trasladadas al laboratorio de isótopos estables (“Isotope Science Laboratory”) del departamento de Física y Astronomía de la Universidad de Calgary.

Las medidas de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en rocas carbonáticas, se realizan siguiendo el método clásico donde una muestra representativa de  $\text{CO}_2$  es preparada con una solución de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  a temperatura de  $25\text{ }^\circ\text{C}$ , presión de  $10^{-3}$  Torr y tiempo controlado. En el caso de la calcita, la misma puede ser retirada después de transcurrir 3 a 5 horas mientras que la dolomita después de 72 horas.

Los análisis de isótopos estables de azufre, se realizaron utilizando un espectrómetro de masas CF-EA-IRMS (continuous Flor-Isotope Ratio Mass Spectrometer), a una temperatura de  $1020\text{ }^\circ\text{C}$ . (<http://phas.ucalgary.ca/isl/ana-procedures.htm>)

Los resultados obtenidos de las pruebas de Isótopos estables, pueden ser observados en la sección 5.2.2 y la sección 5.1.4 de los resultados. El objetivo principal de llevar a cabo este tipo de análisis, es determinar la procedencia o paragénesis de la roca y determinar la naturaleza del ambiente de depositación de las mismas.

#### 4.4.4 MICROSONDA

Análisis a través de la microsonda y del microscopio electrónico, fueron llevados a cabo en las rocas de la Formación Querecual y la Formación Nisku. Mediante este análisis se realizaron mapas de elementos a través de la muestra y con el uso del microscopio electrónico SEM (Scanning electron Microscope) fue posible determinar minerales y elementos químicos de manera cuantitativa en la roca.

Para hacer uso de la microsonda, es necesario disponer de las secciones finas, para ello las mismas fueron trasladadas al laboratorio de Microsonda, UCLEMA (University of Calgary Laboratory of Electrón Microprobe Análisis), a cargo del Dr. Robert Marr. El laboratorio queda ubicado en el 2° piso del edificio de ciencias de la tierra de la Universidad de Calgary.

La microsonda utilizada en dicho laboratorio, modelo “JEOL JXA 8200 Electron Microprobe”, está conformada por un sistema óptico electrónico y un espectrómetro de rayos X. El sistema óptico electrónico consiste en una serie de lentes y un cañón de electrones. De manera muy general, el cañón de electrones emite un haz de electrones sobre la muestra, el cual es reflejado en la misma y captado por los lentes. En el caso del espectrómetro de rayos X, la microsonda posee dos tipos de espectrómetros:

uno es el WDS el cual efectúa análisis cuantitativos mientras que el EDX utiliza un detector de estado sólido, para analizar fotones de rayos X y realizar los mapas de elementos ([www.ucalgary.ca/uclama](http://www.ucalgary.ca/uclama))

Se elaboraron 5 mapas de elementos en cada una de las muestras y posteriormente se realizaron análisis con el SEM de manera de ubicar algunos organismos de interés y hacer medidas cuantitativas de los elementos químicos en ellos. La microsonda elabora los 5 mapas simultáneamente y toma un tiempo aproximado de 10 horas para culminar los mapas obteniendo como resultado los 5 mapas elementales de la muestras, mas una imagen electrónica de la misma.

Los parámetros del instrumento para hacer los análisis cuantitativos es de un voltaje de 15 KV y un aumento de 40. Los elementos a analizar en las muestras fueron, en el caso de la Formación Querecual, Mg, Ca, Ar, S, O, Fe, Cu y Si. En el caso de la formación Nisku los elementos a analizar fueron, Mg, Ca, Cu, Fe, Mn, Si y P.

#### 4.4.5 RAYOS X (ANALISIS XRD)

Las rocas de la Formación Querecual, fueron trasladadas al laboratorio de rayos X, ubicado en el segundo piso del edificio de ciencias de la tierra de la Universidad de Calgary, a cargo de la señora Louise Klatzel Mudry.

En el mismo se aplicaron técnicas de rayos X con el instrumento de marca Rigaku Multiflex, se utilizaron los siguientes parámetros en dicho instrumento:

Radiaciones Cu K $\alpha$  a 40 KV y 40 mA. Una longitud de onda de 1.54 Å, y el ángulo del radio utilizado (2 theta) fue de 2 a 60 grados.

El análisis de rayos X se utiliza en este trabajo de investigación para determinar la mineralogía exacta contenida dentro de las concreciones de sulfato de la Formación Querecual. La mineralogía exacta de las rocas nos puede dar evidencias sobre las condiciones en las cuales precipitaron dichos minerales y al mismo tiempo las condiciones en las cuales se depositaron las rocas. De esta manera se pueden identificar evidencias de ambientes de formación que cumplieran las condiciones necesarias para la formación de clatratos en el sistema.

#### 4.4.6 CATODOLUMINISCENCIA

Se realizaron análisis de luminiscencia a las secciones finas de la Formación Querecual y la Formación Nisku, en el laboratorio del profesor Federico Krause mediante el catodoluminoscopio de marca “Technosyn”. Los parámetros utilizados fueron los siguientes: voltaje de 20 KV, intensidad de 600 mA, con 0.08 Torr de presión en la cámara de vacío.

Este equipo está conformado por un microscopio que en su parte inferior contiene una cámara de vacío conectada a un cañón de electrones. La sección fina a analizar es colocada dentro de la cámara de vacío. Primero se cierra manualmente y luego al accionar la bomba de vacío la cámara se termina de cerrar herméticamente. Posteriormente se prende al catodoluminoscopio, en el momento que la presión dentro de la cámara de vacío, sea menor a 0.1 Torr, se da corriente. Al llegar a aproximadamente un voltaje de 20 KV, la muestra por lo general empieza a emitir luminiscencia (en caso de tener).

Es importante saber que cuando el voltaje llega a su límite de 30 KV no es recomendable dejar fija la sección fina ya que el alto voltaje puede quemar la sección en tan solo unos pocos segundos.

#### 4.5 PETROFISICA

Los registros petrofísicos de la Formación Nisku se obtuvieron a través del programa Accumap. Este programa posee toda la información de los pozos que han sido perforados en Canadá. Primero se procede a ubicar el pozo deseado (Texaco Bigoray 6-12-52-9W5) en el buscador del programa. Una vez ubicado el pozo, colocando el cursor sobre el mismo, se puede desplegar toda la información que se encuentra en la base de datos sobre la historia de ese pozo, luego se selecciona la opción de pozos y se guardan en formato LAS.

Para trabajar los pozos, se utilizaron los archivos de formato LAS en el programa EXCEL y se realizó una correlación entre las medidas de los pozos y las medidas realizadas en la descripción del pozo Texaco Bigoray 6-12-52-9W5. Se utilizaron principalmente los registros neutrón y densidad ya que la litología es de calizas.

Debido a la ausencia de estructuras de tipo estromatactis e la sección descrita de la Formación Querecual, no se realizó la correlación en dicha Formación, si no solamente en la Formación Nisku.

## CAPÍTULO 5

### RESULTADOS

Los resultados analíticos realizados sobre muestras de la Formación Querecual y la Formación Nisku, serán discutidos en el siguiente orden: petrología, análisis de difracción de rayos X, análisis de isótopos estables, microsonda y catodoluminiscencia.

#### 5.1 RESULTADOS DE LA FORMACIÓN QUERECUAL

De manera general, las muestras escogidas en la Formación Querecual, constan de una matriz de caliza negra arcillosa finamente laminada, de intercalaciones de capas claras con capas más oscuras dependiendo de la cantidad de foraminíferos. Esta matriz presenta concreciones las cuales pueden ser calcáreas o piritosas.

Las concreciones piritosas son de un tamaño promedio de 3 cm de diámetro, presentan una zonación evidenciada por un núcleo muy dorado y brillante que al acercarse al borde, se torna de un color más oscuro y que termina en contacto abrupto con una corteza de yeso que rodea la concreción de pirita. Por fuera y rodeando la concreción de pirita y la corteza de yeso, se encuentra una zona de carbonato no laminado y que según los fines de esta investigación, será denominado como la “zona no alterada”, mientras que la zona laminada será denominada como la “zona alterada”.

##### 5.1.1 PETROGRAFÍA

Se realizaron 6 secciones finas en las muestras Q0218, Q0242, Q0257, Q0259 y Q0260 en función de analizar sus características petrológicas, el tamaño de las mismas es de aproximadamente 3x4 cm. El siguiente resultado es la discusión de cada una de las secciones.

La sección fina Q0259, consiste en un *caliza lodosa* negra con una concreción de pirita con una presencia escasa de yeso rodeando la zona de pirita.

Observando las fracturas, se pueden distinguir dos patrones de fracturamiento. El primero se encuentra evidenciado por la presencia de calcita o cemento neomórfico (Figura 17) relleno las fracturas que rodean el nódulo de pirita. El segundo patrón se encuentra evidenciado por una serie de fracturas paralelas de tipo S-C que han sido rellenas de cemento tipo bloque y que se encuentran dispuestas de manera perpendicular a la laminación de la roca (figura 18).

En el caso de las concreciones calcáreas, los mismos son dominados igualmente como “zona no alterada” y constan de caliza negra, no laminada. En algunos casos suelen tener cristales de pirita en su interior (figura 16).

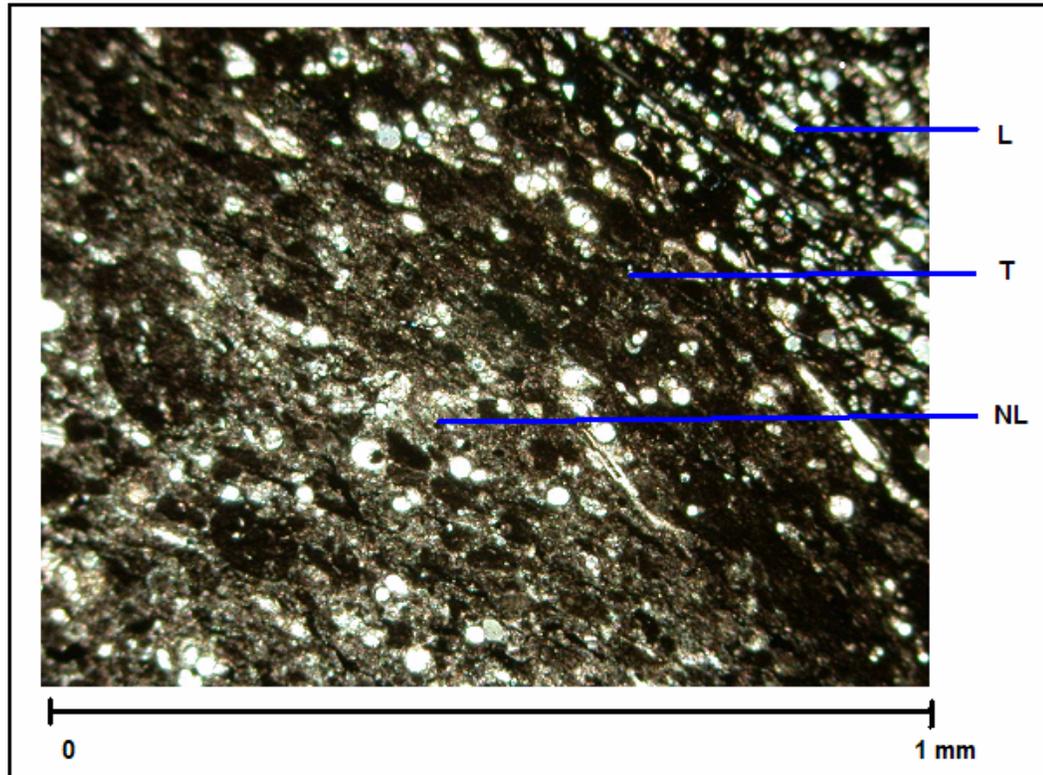


Figura 16. Sección fina donde se muestran las diferentes zonas reconocidas en las muestras alrededor de las concreciones de pirita de la Formación Querecual. Se pueden observar la zona laminada (L), la zona no laminada (NL) y la zona de transición entre las dos zonas (T) (Universidad de Calgary, 2003)

La concreción presente en esta muestra, presenta una zonación producida por el cambio de pirita hacia marcasita a medida que se acerca al borde de la misma. Por fuera de la concreción, en contacto abrupto con la Marcasita, se puede observa una corteza de yeso de aproximadamente 2 mm de ancho. Rodeando la concreción, se encuentra la zona no alterada de aproximadamente 5 mm de espesor.

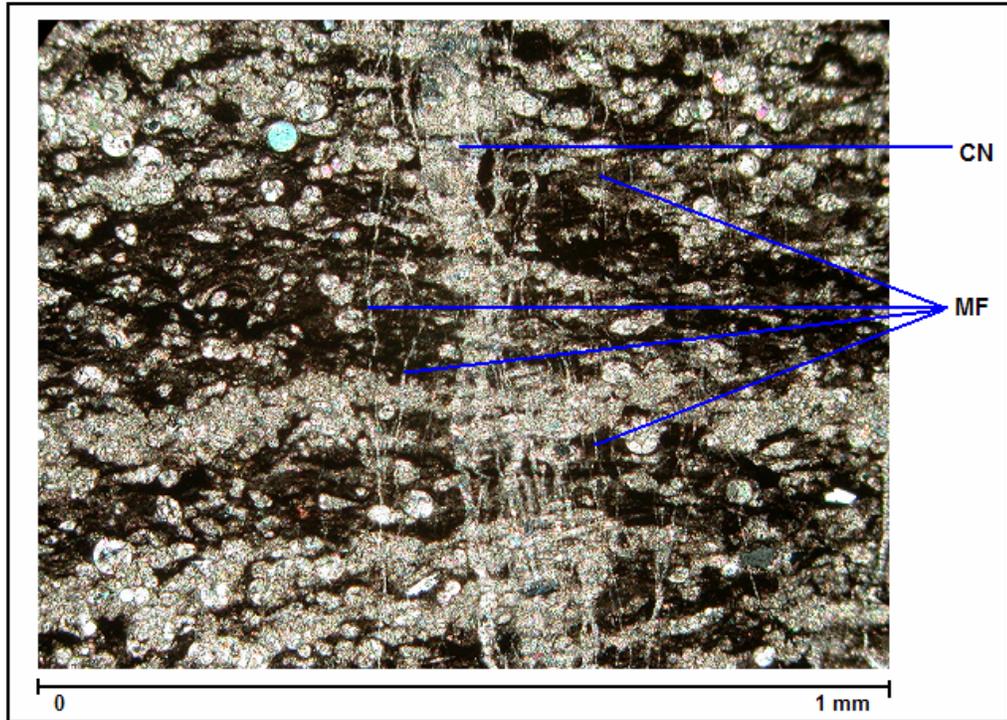


Figura 17. Sección fina de la Formación Querecual donde se muestra las fracturas y micro fracturas (MF) con relleno neomórfico (CN). (Universidad de Calgary, 2003)

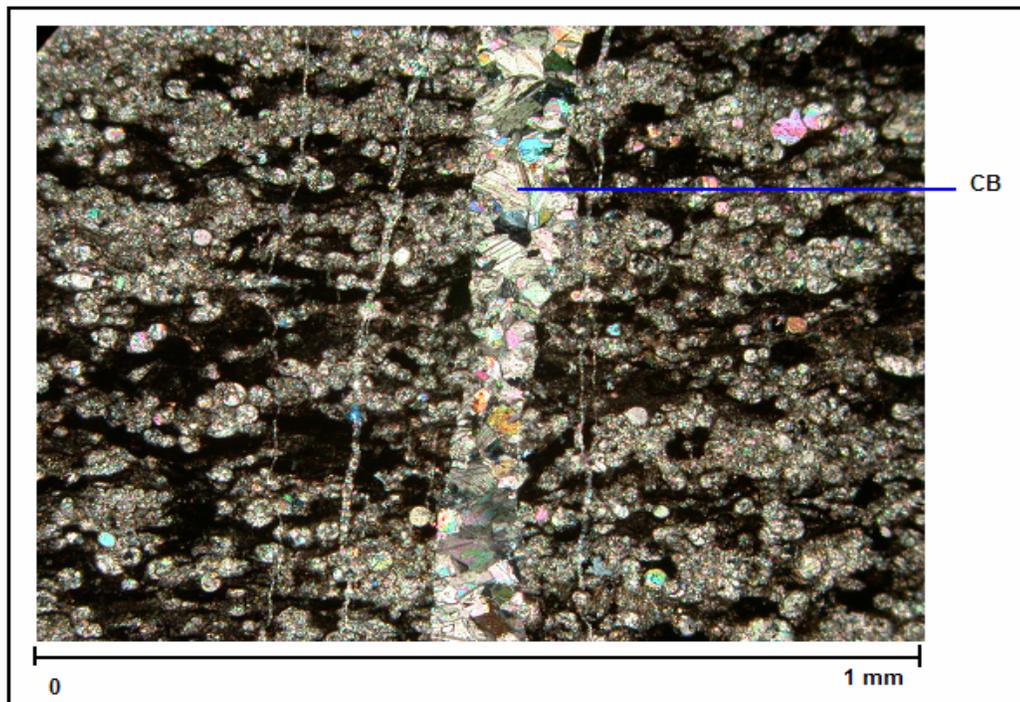


Figura 18. Fracturas rellenas con calcita tipo bloque (CB) en las fracturas presentes en las muestras de la Formación Querecual (Universidad de Calgary, 2003)

Se pueden observar texturas primarias como cementos primarios así como organismos perfectamente preservados en estado fósil en la zona no alterada que rodea la concreción y las mismas sugieren una sedimentación temprana de la roca. En esta zona no hay fracturas de eventos secundarios lo que implica que la misma no fue afectada por el evento que produjo el fracturamiento de la roca, evidenciado por las fracturas rellenas con calcita de tipo bloque (figura 19).

La muestra carece de diversidad de organismos y consiste en foraminíferos plácticos comúnmente de formas globulares de los géneros *Globigerine* y *Heterohelix* (Macellari, *et. al.* 1986; Erlich *et al.* 1999 b). También se puede observar un pequeño grupo de foraminíferos bénticos (Figura 19) y han sido identificados en estudios anteriores como de la especie *Siphogenerinoides sp.* ( Macellari *et al.*, 1986).

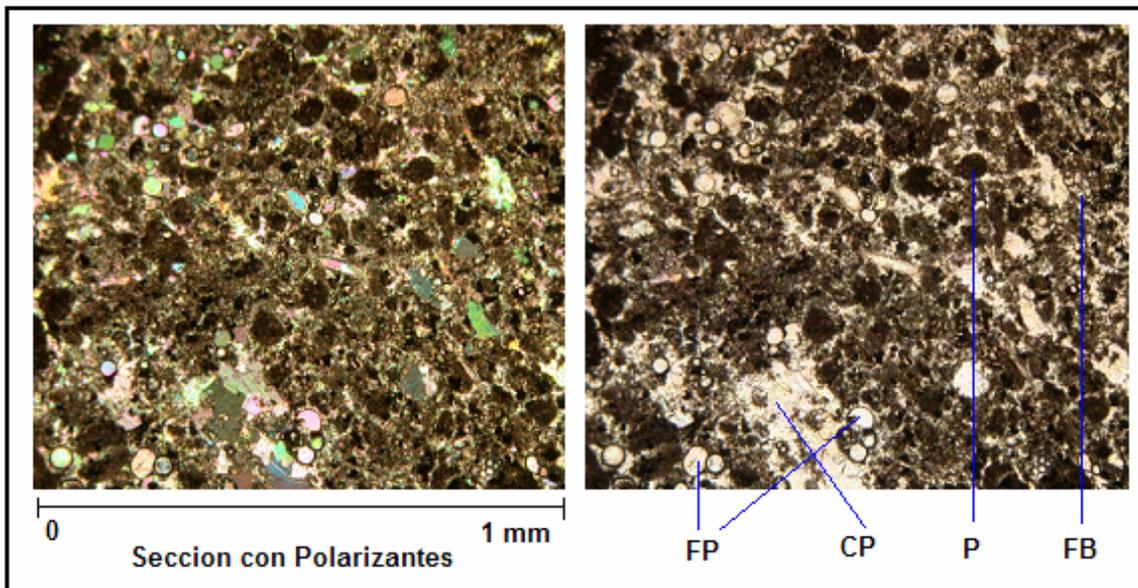


Figura 19. Sección fina de la zona no alterada de la Formación Querecual bajo luz transmitida con polarizantes a la izquierda y sin polarizantes a la derecha. Obsérvese cemento primario (CP), foraminíferos planctónicos (FP), foraminíferos bénticos (FB) y Pellets (P). (Universidad de Calgary, 2003)

Se puede observar un incremento sustancial en la cantidad de organismos hacia la zona no alterada. En esta zona los foraminíferos están rellenos de cemento primario, que en algunos casos ha sido reemplazada por yeso. En la zona alterada, los foraminíferos se encuentran rellenos de cemento neomórfico (figuras 16 y 17).

Los pellets están presentes solo en la zona no alterada y pueden ser observados en diferentes formas y tamaños. Los Histogramas de frecuencias basado en el tamaño del diámetro de los mismos, reflejan dos tipos de poblaciones; el primer grupo se encuentra dentro de un rango de 0.04mm a 0.2 mm, y el segundo grupo se encuentra dentro de un rango de 0.4 mm a 0.8 mm. El grupo de pellets contenido dentro del grupo de 0.4 a 0.8 mm corresponde con la especie *Favreina sp* (figura 20).

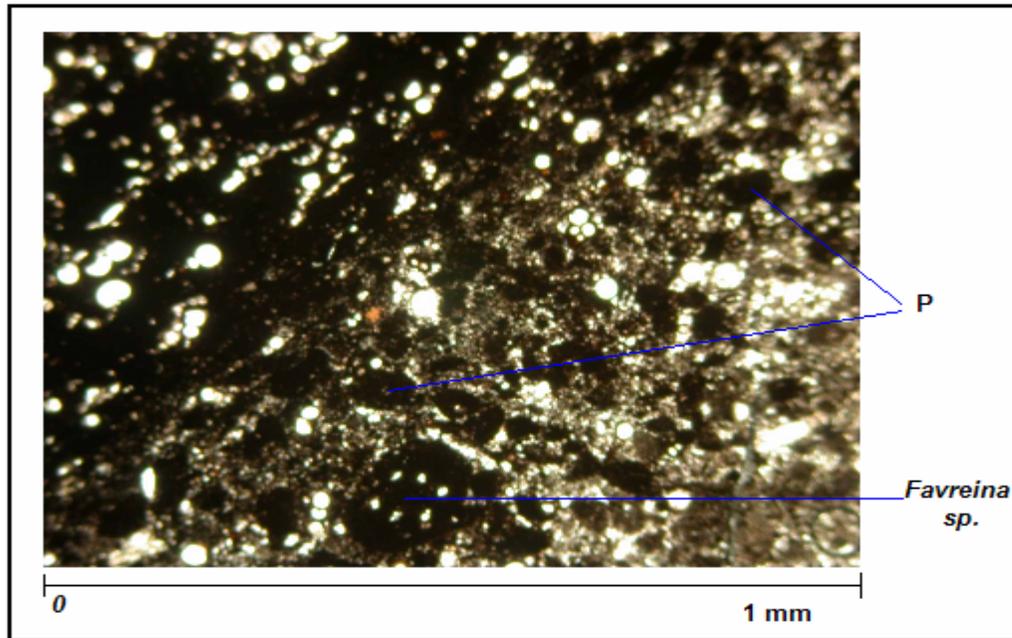


Figura 20. Diferentes poblaciones de Pellets (P) de la formación Querecual (Universidad de Calgary, 2003)

La mayoría de los pellets son completamente redondos y sin embargo aquellos que se encuentran en el borde, en contacto con la zona alterada, presentan formas angulares. No se encuentran pellets en la zona alterada sugiriendo que la misma ha sido alterada por algún efecto de compactación que destruyó las texturas primarias de la roca y la preservación de los mismos ha sido imposible.

La muestra Q0257 consiste en un nódulo de pirita con una banda gruesa de aproximadamente 4 mm de ancho rodeando al mismo. No existen evidencias de fracturamiento en la muestra sugiriendo precipitación temprana de estas concreciones en vez de una alteración post sedimentación. Se pueden observar esqueletos de foraminíferos en la zona de yeso y el relleno ha sido reemplazado por este mismo mineral.

La muestra Q0241 consiste en una concreción de pirita en una matriz de caliza finamente laminada. La descripción del nódulo de pirita es la misma que la muestra Q0259. Los sedimentos se encuentran alineados alrededor del nódulo en la zona alterada.

Los foraminíferos en la zona alterada, no poseen una forma esférica y sugieren que los mismos han sido alterados por los eventos tectónicos de la roca y además algunos están reemplazados por yeso en su interior (figura 21).

Los únicos elementos orgánicos existentes en las rocas de Querecual, están compuestos por foraminíferos, esencialmente pláncnicos y por pellets. Ambos tienen un tamaño bastante similar, solo los pellets pertenecientes a la especie *Favreina*, son de un tamaño superior.

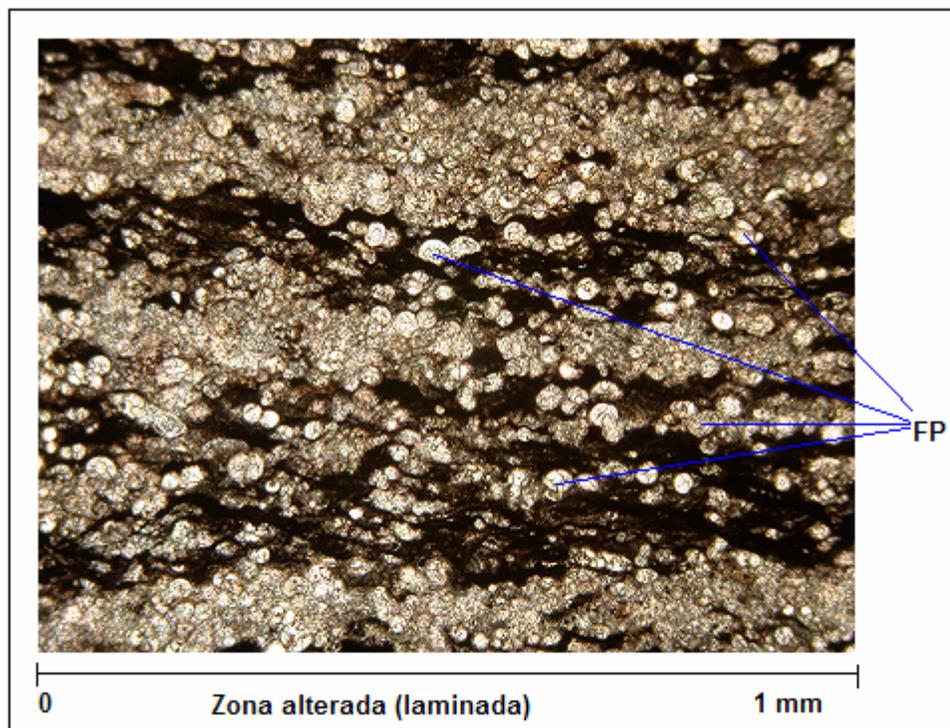


Figura 21. Sección fina de la zona alterada. Obsérvese la deformación de los foraminíferos planctónicos (FP) y la desaparición de los foraminíferos bénticos y pellets. (Universidad de Calgary, 2003)

Se pueden observar una serie de fracturas que siguen el mismo patrón de la laminación en la zona alterada. Este tipo de fracturas pueden ser atribuidas a efectos de compactación. Los pellets se encuentran muy bien preservados en la zona no alterada y algunos de los pellets que se encuentran en el borde, junto con la zona alterada, adquieren un color muy oscuro evidenciando la alteración de la materia orgánica a causa de los eventos de compactación versus la diagénesis temprana de la zona.

La muestra Q0260 consiste en un nódulo de calcáreo contenido en una matriz de calcita finamente laminada (zona alterada). Se pueden observar los sedimentos alineados alrededor del nódulo posiblemente por los mismos efectos de compactación vs. diagénesis temprana. En la parte interna del nódulo calcáreo, los organismos y los pellets se encuentran bien preservados sugiriendo que el mismo no ha sido afectado por la compactación. Los elementos orgánicos están constituidos por foraminíferos y pellets de la misma especie de la muestra Q0259, en el caso de los foraminíferos, los mismos presentan un relleno de calcita cristalina primaria.

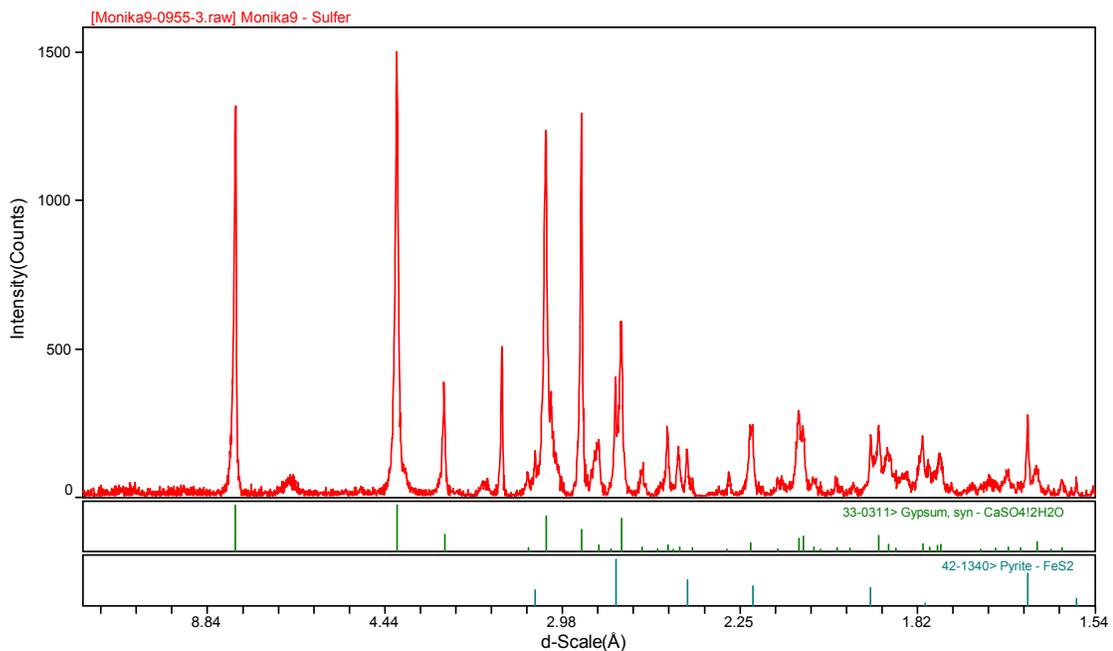


Figura 22. Resultados de XRD para la corteza de yeso de las concreciones de pirita de la Formación Querequal. (Universidad de Calgary, 2003)

La muestra Q0225 consiste en un nódulo calcáreo en una matriz de carbonato laminado (zona alterada). En este caso se puede observar una pequeña alteración del nódulo, evidenciado por la presencia de micro fracturas paralelas en el mismo.

La muestra Q0218, consiste en un carbonato laminado en donde las laminas mas claras corresponden a un incremento en la cantidad de foraminíferos. Los foraminíferos se encuentran orientados en dirección de las láminas. Se observan dos tipos de cementos en la muestra, uno es un cemento neomórfico que se encuentra reemplazando los foraminíferos y el otro cemento neomórfico se encuentra rodeando los

organismos reemplazando la estructura primaria de las paredes de los foraminíferos. Algunos foraminíferos están rellenos de yeso.

Se pueden observar una serie de fracturas paralelas rellenas de cuarzo y en dirección perpendicular a la laminación de la roca.

### 5.1.2 DIFRACCION DE RAYOS X (XRD)

Los resultados que reflejan los análisis de XRD realizados en los concreciones de las muestras de la Formación Querequal, reflejan un núcleo de pirita (figura 23), rodeado por marcasita pura (Figura 24) y una tercera cubierta que resulta ser yeso (figura 22).

La pirita y la marcasita tienen la misma fórmula química, pero diferente estructura molecular, de manera tal, que el cambio de un mineral a otro, puede ser atribuido a las condiciones diagenéticas en las cuales estas rocas fueron sedimentadas.

Los análisis de XRD en el núcleo de pirita reflejan un índice de exactitud de 1.5 para la pirita y 7.3 para Marcasita. Cabe destacar que lo más cercano a cero, representa mayor exactitud en la búsqueda. Este resultado en el núcleo de pirita, lo que refleja es que existe una pequeña porción de marcasita en la zona que se encuentra la pirita

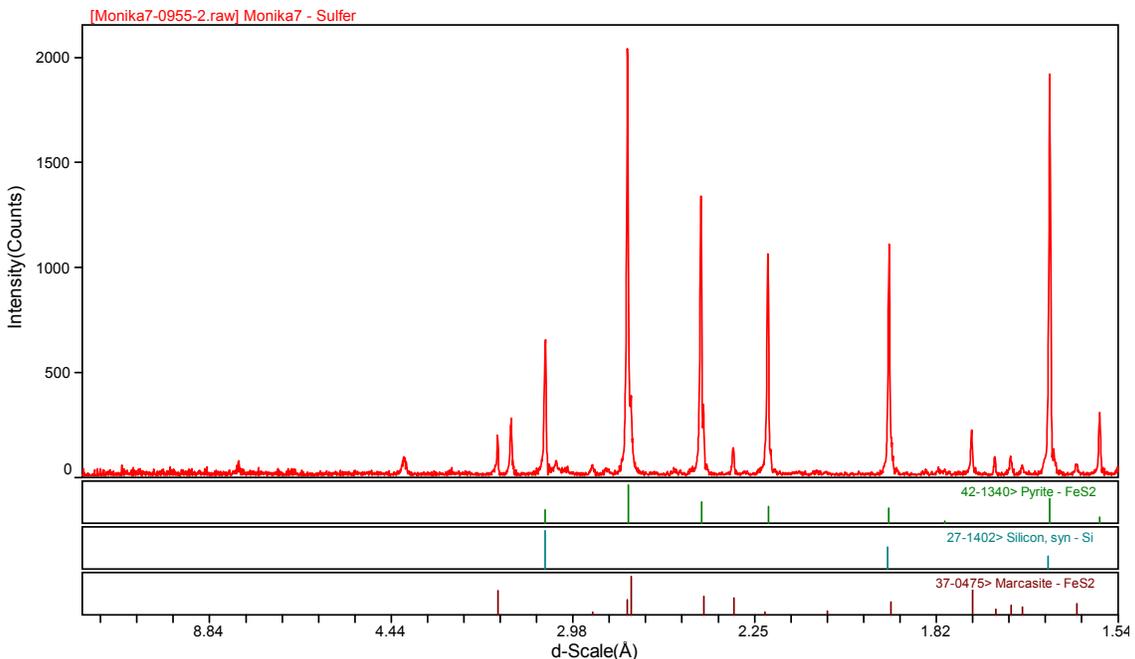


Figura 23. Resultados de XRD para los núcleos de las concreciones de pirita de la Formación Querecual (Universidad de Calgary, 2003)

Los resultados obtenidos para los análisis de XRD aplicados a la zona de marcasita, reflejan índices de exactitud de 0.8 y un porcentaje de exactitud de 97% lo que nos lleva a pensar que esta zona esta compuesta únicamente por marcasita.

Los análisis de XRD aplicados en la corteza de la concreción, arrojan el mineral yeso como resultado, de esta forma queda descartada la anhidrita a pesar que ya había sido descartado a través de la petrología. En el caso del yeso el índice de exactitud es de 0.8 y un porcentaje de 97%, siendo este un resultado bastante exacto.

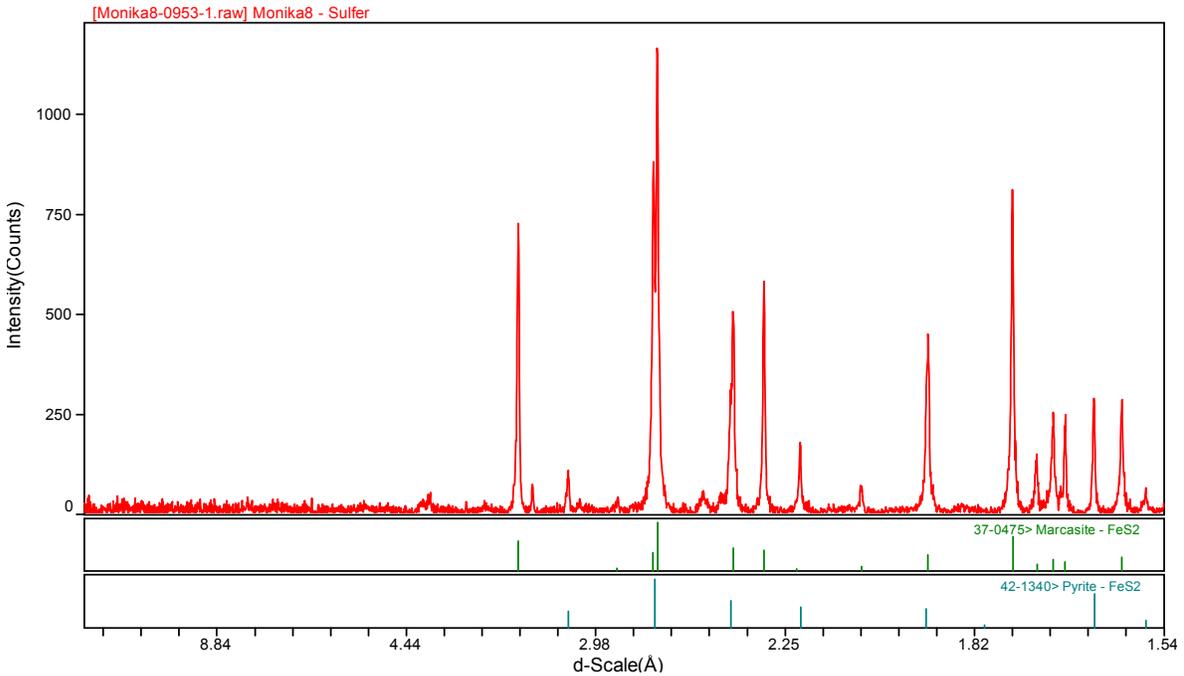


Figura 24. Resultados de XRD para las zonas de transición de las concreciones de pirita de la Formación Querecual.(University of Calgary, 2003)

### 5.1.3 ISÓTOPOS ESTABLES

Se analizaron tres elementos diferentes en las rocas de la Formación Querecual. Los isótopos estables de azufre ( $\delta^{34}\text{S}$ ), aplicado en el yeso contenido en las concreciones de la Formación Querecual, arroja como

resultados rangos contenidos entre 1.4‰ a 4.1‰. los resultados de esta misma técnica aplicada en la marcasita y la pirita, arrojan resultados entre un rango de 0.7‰ a 3.1‰ y pareciera no haber ningún tipo de diferencia en la señal isotópica de azufre en estos dos minerales.

En el caso de las medidas de la señal isotópica del carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ), aplicados en la zona no alterada (concreciones calcáreas) la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$ , se encuentran en un rango de -10.3‰ a -11.8‰. En el caso de la zona alterada (carbonatos laminados) los resultados de la señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  se encuentran en un rango de -11‰ a -12‰; es posible observar una pequeña disminución de la señal isotópica en el caso de la zona alterada que puede ser directamente asociada con el tipo de alteración que ha sufrido esta zona.

MUESTRA	DESCRIPCION	I.D.	$\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$
Q0241	LAMINADO	Krause -5	-1,0	-12,0
Q0241	LAMINADO	Krause -6	-0,8	-11,8
Q0218	LAMINADO	Krause -15	-0,4	-11,0
Q0218	LAMINADO	Krause -16	-0,6	-11,3
Q0206	LAMINADO	Krause -23	-0,4	-11,7
Q0259	LAMINADO	Krause -27	-0,7	-11,7
Q0241	NO LAMINADO	Krause -4	-1,9	-10,3
Q0242	NO LAMINADO	Krause -25	-1,7	-11,5
Q0218	NO LAMINADO	Krause -14	-1,1	-11,1
Q0206	NO LAMINADO	Krause -22	-1,9	-11,6
Q0242	NO LAMINADO	Krause -26	-1,8	-11,8
Q0259	NO LAMINADO	Krause -28	-1,5	-10,9
Q0241	YESO	Krause -3	-1,5	-11,3
N0223	CEMENTOS	Krause -38	1,3	-5,7
N0217	CEMENTOS	Krause -39	1,2	-6,4
N0217	CEMENTOS	Krause -40	1,4	-6,1
N0225	CEMENTOS	Krause -41	1,5	-6,1
N0225	CEMENTOS	Krause -42	1,5	-6,3
N0234	CEMENTOS	Krause -43	2,9	-6,2
N0212	CEMENTOS	Krause -46	1,1	-9,1
N0245	CEMENTOS	Krause -47	1,1	-6,1
N0237	CEMENTOS	Krause -48	2,2	-6,8
N0240	CEMENTOS	Krause -49	1,4	-6,4
N0228	CEMENTOS	Krause -53	0,8	-6,3
N0228	CEMENTOS	Krause -54	1,5	-6,3
N0228	CEMENTOS	Krause -55	1,5	-5,2
N0228	CEMENTOS	Krause -56	1,4	-6,0
N0234	DOLOMITAS	Krause -44	3,8	-5,9
N0234	DOLOMITAS	Krause -45	3,7	-5,8

Tabla 1. Resultados de análisis isotópicos de carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ).

La señal isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  en la zona no alterada, se encuentra contenida en un rango de  $-1.1\text{‰}$  a  $-1.9\text{‰}$  y una señal contenida entre  $-0.4\text{‰}$  a  $-1.0\text{‰}$  para el caso de la zona alterada. Se puede observar una obvia disminución de la señal del isótopo de carbono para el caso de la zona no alterada en relación a la zona alterada.

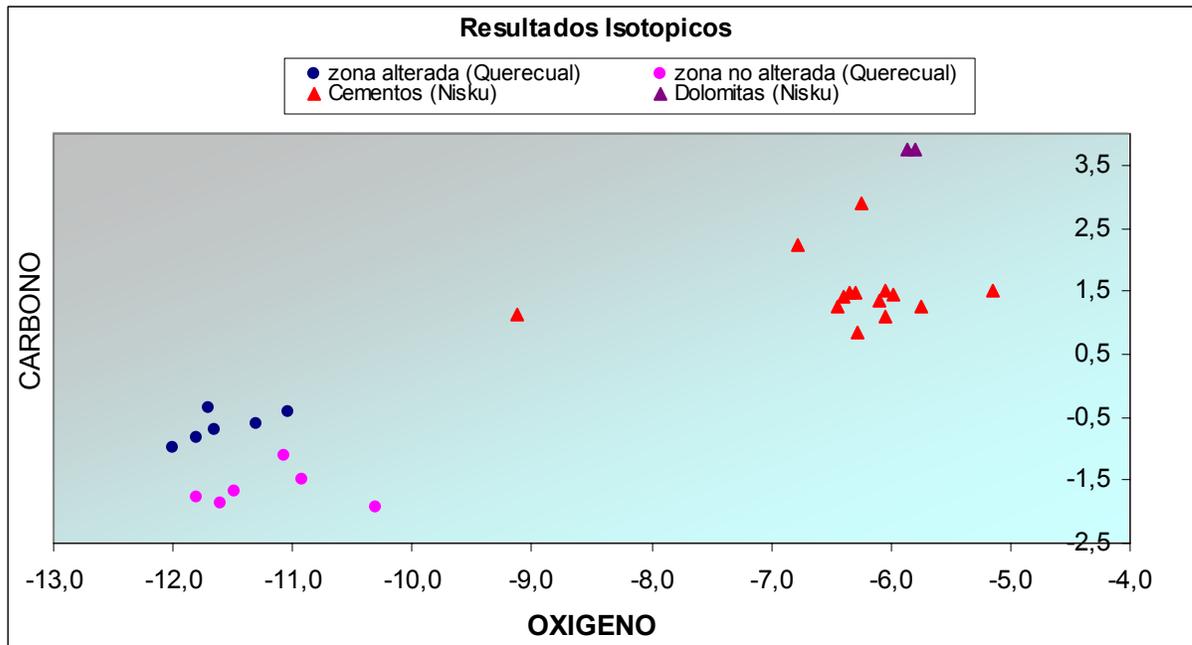


Figura 25. Resultados Isotópicos de las muestras de la Formación Nisku y la Formación Querecual de carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ),

Esta diferencia en la señal isotópica, separa los resultados del muestreo en dos poblaciones, la zona alterada la cual tiene una disminución entre la señal isotópica de oxígeno y enriquecida en la de carbono con respecto a la otra población, representada por la zona no alterada, la cual esta enriquecida en oxígeno y pobre en la señal de carbono. Estos resultados evidencian claramente una diferencia entre los diferentes procesos diagenéticos que han afectado las rocas de la Formación Querecual.

#### 5.1.4 MICROSONDA

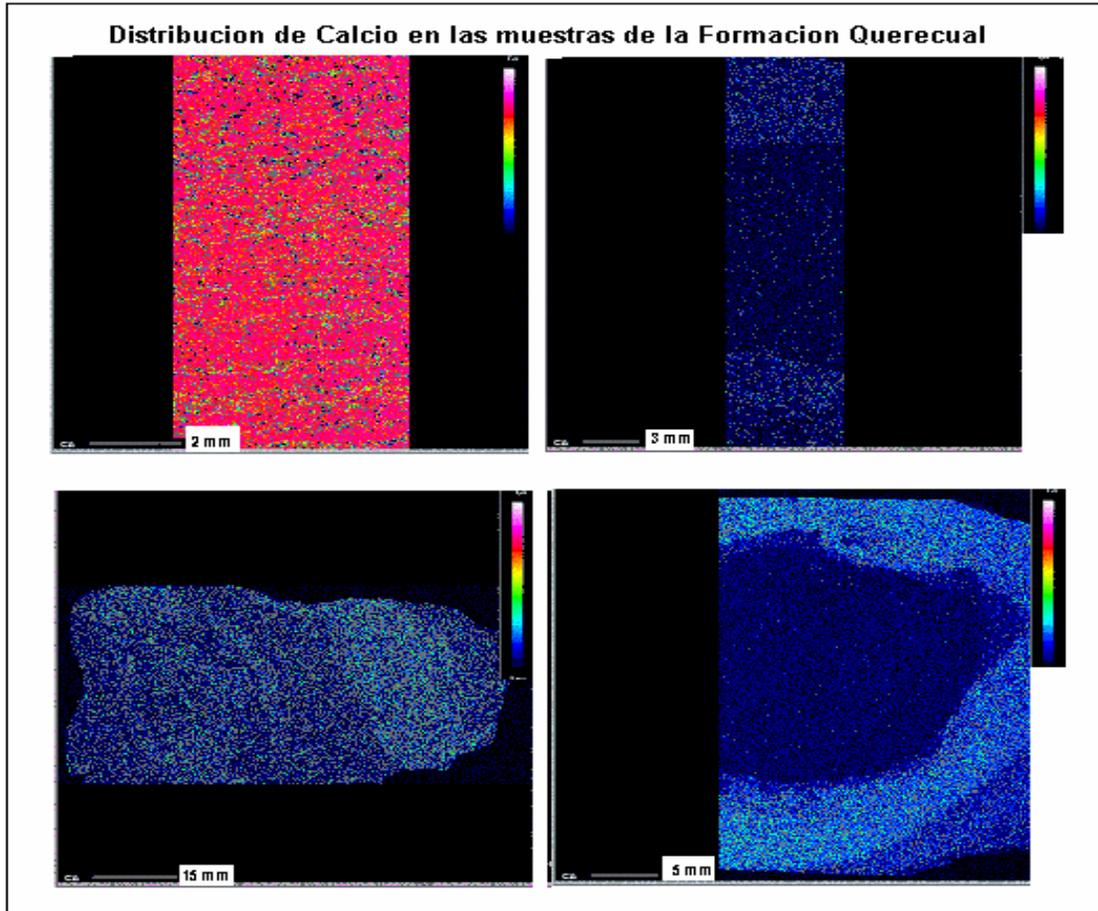


Figura 26. Distribución de calcio en las muestras Q0241, Q0257, Q0260 y Q02LM de la Formación Querecual. Los colores mas intensos representan mayores cantidades del elemento en la muestra. Los parámetros de adquisición están descritos en el capítulo 4. (Universidad de Calgary, 2003)

Para el propósito de esta investigación, se realizaron análisis de los elementos estroncio (Sr), calcio (Ca), hierro (Fe), magnesio (Mg) y manganeso (Mn). Los resultados de los análisis cuantitativos pueden ser observado en las tablas 1 y 2 así como los mapas pueden ser observados en las figuras siguientes.

En el caso de los mapas de calcita (figura 26), se puede observar una distribución homogénea de este elemento a excepción de la zona sulfurosa. En la zona laminada, no se observa ningún patrón definido de este elemento; sin embargo, se puede observar una pequeña diferencia de intensidad entre la zona alterada y la zona no alterada. Pareciera que hubiese más cantidad de calcita en la zona no alterada lo cual es bien esperado.

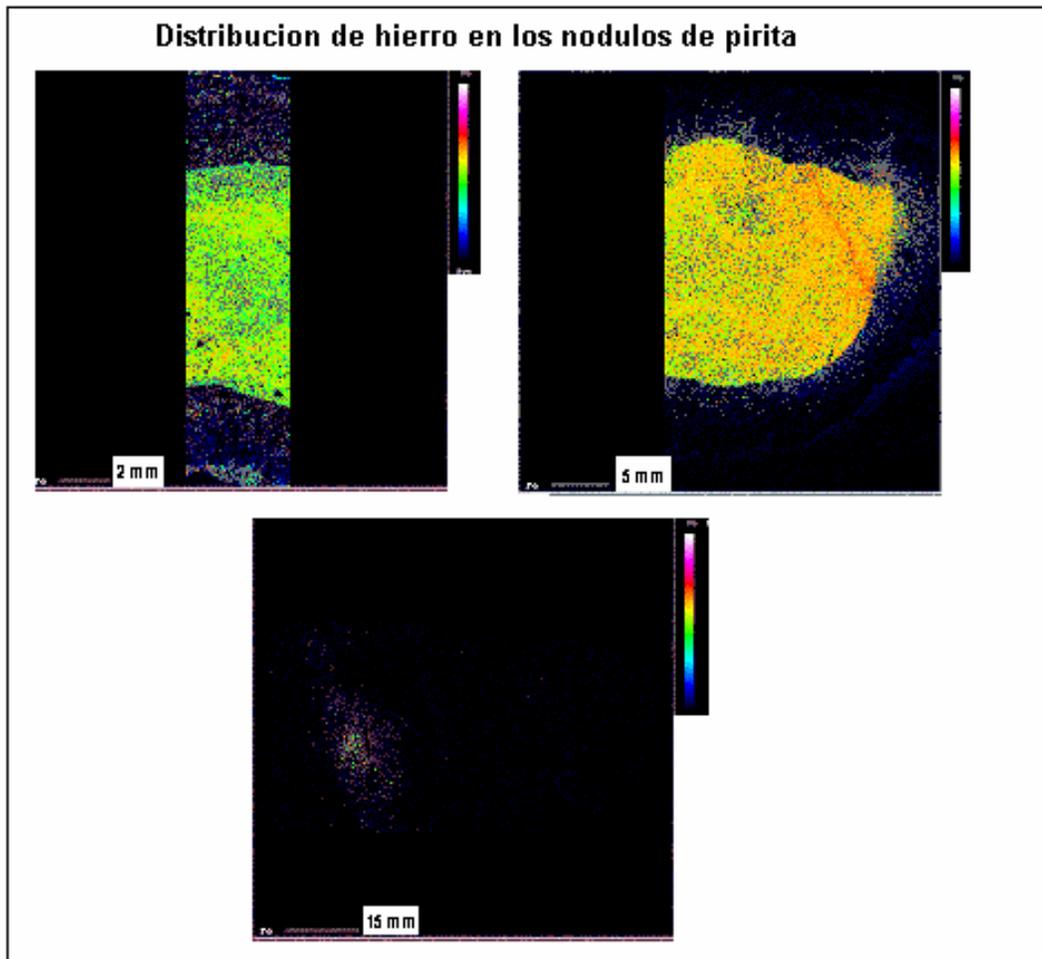


Figura 27. Distribución de hierro en las concreciones de las muestras Q0241, Q0257, Q0260 de la Formación Querequal. Los colores mas intensos representan mayores cantidades del elemento en la muestra. Los parámetros de adquisición están descritos en el capítulo 4. (Universidad de Calgary, 2003)

Mapas elementales de Bario (Ba), muestran una distribución homogénea de unos pequeña de cantidad de pequeños cristales de bario, los cuales haciendo un análisis cuantitativo, resultan ser el mineral Barita.

Los mapas elementales de hierro (Fe) y azufre (S), (figura 27 y 28) se encuentran directamente relacionados con la presencia de yeso, pirita y marcasita en las concreciones de la roca. La distribución de estos elementos es homogénea. El hierro se encuentra directamente asociado a la presencia de pirita y marcasita, en la zona de yeso la distribución de este mineral es bastante escasa.

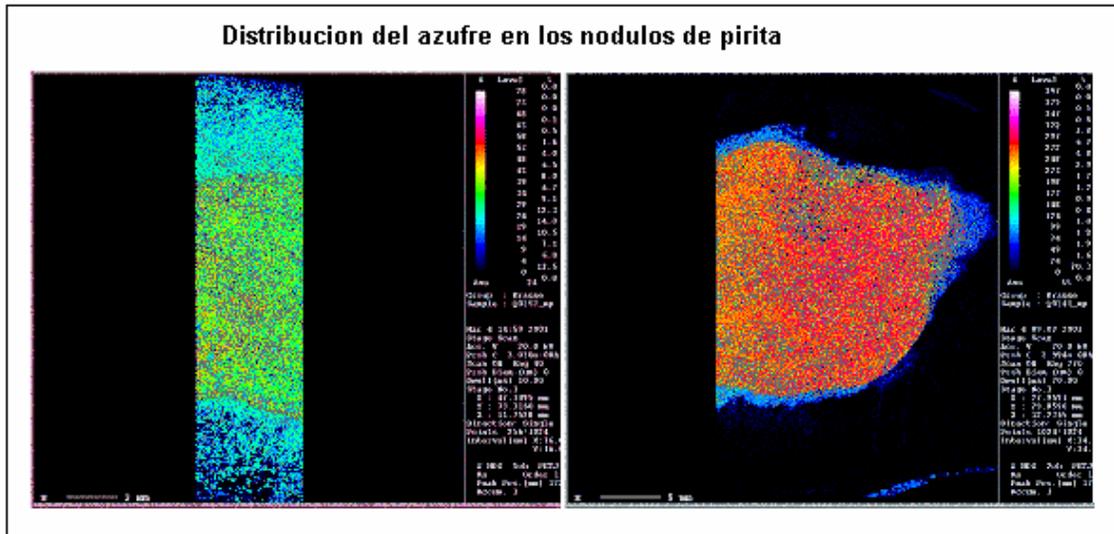


Figura 28. Distribución de azufre en las concreciones de las muestras Q0241 y Q0257 de la Formación Querequal. Los colores más intensos representan mayores cantidades del elemento en la muestra. Los parámetros de adquisición están descritos en el capítulo 4. (Universidad de Calgary, 2003)

En el caso del azufre, (figura 28) se puede observar una distribución uniforme a lo largo de los tres minerales presentes en la concreción (pirita, marcasita y yeso). En el caso de la pirita y la marcasita, la intensidad del elemento, suele ser mayor que el yeso y puede ser atribuido al factor que el yeso es un sulfato en el cual el azufre es oxidado para formar  $SO_4$  que posteriormente se une al azufre para formar yeso.

En el caso del cobre, se nota la presencia de pequeños cristales asociados con la presencia de pirita y marcasita. En el caso del arsénico, se pueden observar algunos cristales de arsenopirita sin alguna tendencia dentro de las muestras pero asociadas directamente a la presencia de pirita y marcasita.

Por último se elaboraron mapas de oxígeno con el propósito de encontrar algún tipo de óxidos en la misma (figura 29). Haciendo una combinación entre los mapas de hierro y oxígeno, se puede obtener un mapa de óxido de hierro. El resultado de este mapa demuestra la carencia de oxidación en la zona de transición entre el yeso y la marcasita, eliminando la hipótesis de presencia de yeso a causa de alteración de la roca.

Los resultados de los análisis cuantitativos realizados en cada uno de las muestras en distintos tipos de elementos y estructuras, pueden ser observados en las tablas 1 y 2.

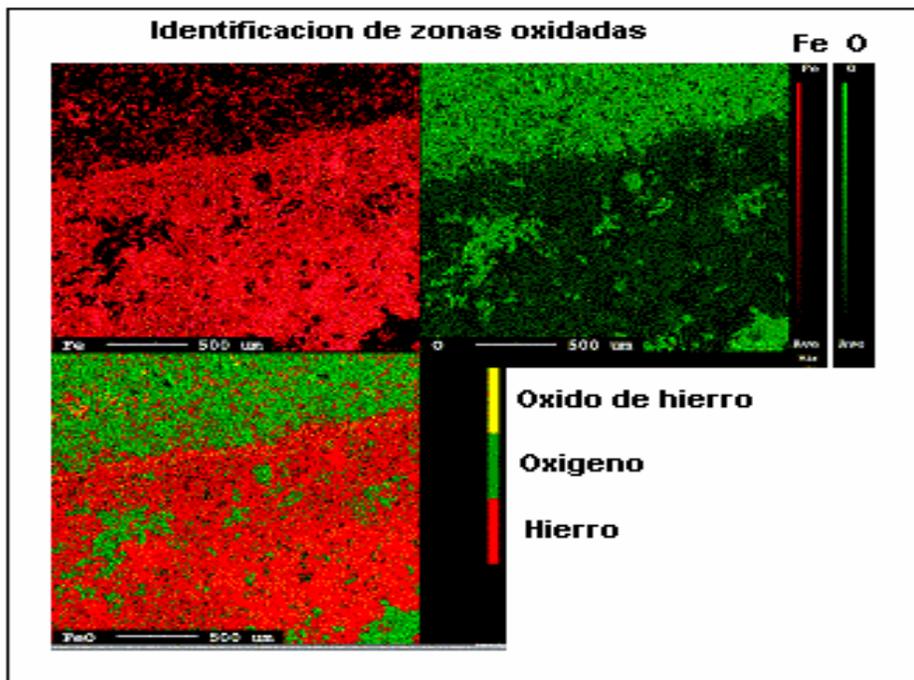


Figura 29. Distribución de óxido de hierro de la concreción en la muestra Q0257 de la Formación Querecual. (Universidad de Calgary 2003)

#### 5.1.5 CÁTODOLUMINISCENCIA.

Las respuestas del cátodo luminoscopio (CL), se encuentran dominadas por propiedades físicas de elementos activadores que se encuentran presentes en la roca en forma de impurezas. Estos elementos suelen ser por lo general, metales del primer estado de transición que pueden estar presentes en la roca como elementos traza (Marr, 2003 comunicación personal). La muestra a analizar, es bombardeada por un haz de electrones y los minerales activadores responden a esta energía emitiendo luminiscencia en forma de luz en diferentes longitudes de onda, dependiendo de la distribución de las impurezas en la roca.

ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MUESTRAS DE LA FORMACIÓN QUEREUCAL

MUESTRA	NUMERO	ELEMENTO				COMENTARIO
		Fe	S	As	Cu	
Q0241	1	46.370	50.970	-	0.008	NUCLEO DE PIRITA
Q0241	2	46.090	50.940	-	0.020	NUCLEO DE PIRITA
Q0241	3	46.160	51.130	-	0.007	NUCLEO DE PIRITA
Q0241	4	46.170	51.260	0.016	0.010	NUCLEO DE PIRITA
Q0241	5	46.040	49.350	-	0.011	NUCLEO DE PIRITA
Q0241	6	46.050	49.350	-	-	NUCLEO DE PIRITA
Q0241	7	46.160	51.750	-	0.019	ENTRE PIRITA Y MARCASITA
Q0241	8	45.440	51.630	0.017	0.008	ENTRE PIRITA Y MARCASITA
Q0241	9	45.490	51.290	0.072	0.011	ENTRE PIRITA Y MARCASITA
Q0241	10	45.540	50.920	0.030	0.024	ENTRE PIRITA Y MARCASITA
Q0241	11	46.030	46.910	0.048	0.039	ENTRE PIRITA Y MARCASITA
Q0241	12	46.320	43.890	0.027	0.047	ENTRE PIRITA Y MARCASITA
Q0241	13	45.290	51.300	0.163	0.024	MARCASITA
Q0241	14	45.970	51.500	0.150	-	MARCASITA
Q0241	15	45.910	51.270	-	0.012	MARCASITA
Q0241	16	45.960	50.550	0.065	0.024	MARCASITA
Q0241	17	46.000	49.180	0.144	0.002	MARCASITA
Q0241	18	45.590	50.810	0.196	0.014	MARCASITA
Q0241	19	42.170	42.600	-	0.003	ZONA ALTERADA
Q0241	20	45.030	46.170	0.043	0.078	ZONA ALTERADA
Q0241	21	45.610	43.380	0.062	0.049	ZONA ALTERADA
Q0241	22	46.250	39.830	0.078	0.084	ZONA ALTERADA
Q0241	23	44.510	48.340	0.205	0.167	ZONA ALTERADA
Q0241	24	0.889	10.320	0.009	0.015	ZONA ALTERADA
Q0257	1	46.020	51.260	0.108	0.005	NUCLEO DE PIRITA
Q0257	2	45.870	50.790	0.128	0.010	NUCLEO DE PIRITA
Q0257	3	46.100	50.940	0.030	-	NUCLEO DE PIRITA
Q0257	4	46.000	50.630	-	0.004	NUCLEO DE PIRITA
Q0260	1	45.540	51.040	0.434	-	ZONA NO ALTERADA CON PIRITA
Q0260	2	46.090	45.390	0.059	0.079	ZONA NO ALTERADA CON PIRITA
Q0260	3	45.430	47.700	0.148	0.087	ZONA NO ALTERADA CON PIRITA
Q0260	4	45.670	51.520	0.265	0.003	ZONA NO ALTERADA CON PIRITA
Q0260	5	45.330	48.250	-	0.085	ZONA NO ALTERADA CON PIRITA
Q0260	6	45.740	51.000	-	0.034	ZONA NO ALTERADA CON PIRITA

\*La descripción de cada muestra ha sido realizada en la sección de petrología

Tabla 2. Análisis cuantitativo de los sulfuros y sulfatos de la Formación Querecual

Los activadores más importantes encontrados en rocas carbonáticas son  $Mn^{+2}$ ,  $Sm^{+3}$ ,  $Tb^{+3}$ ,  $Dy^{+3}$ ,  $Eu^{+3}$ . Estos minerales suelen ser muy extraños en la tierra y por esta razón, el manganeso suele ser el activador más común responsable de la luminiscencia en los carbonatos.

La supresión de activadores de luminiscencia a causa de impurezas se denomina “Quenching”. Este factor debe ser tomado en cuenta durante el análisis de carbonatos.  $Fe^{+2}$  y  $Fe^{+3}$  suelen ser las impurezas más comunes en carbonatos debido a que suprimen la luminiscencia del manganeso.

ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LAS MUESTRAS DE LA FORMACIÓN QUEREQUAL

MUESTRA	NUMERO	ELEMENTO						COMENTARIO
		SrO	CaO	FeO	MgO	MnO	CO2	
Q02LM	1	0.183	55.321	-	0.220	0.008	44.268	ZONA ALTERADA
Q02LM	2	0.156	53.093	0.005	0.776	0.034	45.936	ZONA ALTERADA
Q02LM	3	0.230	52.754	0.013	0.689	-	46.314	ZONA ALTERADA
Q0241	1	0.164	57.979	-	0.301	-	41.558	ZONA ALTERADA
Q0241	2	0.128	56.410	-	0.318	0.029	43.114	ZONA ALTERADA
Q0241	3	0.111	56.994	-	0.336	-	42.559	ZONA ALTERADA
Q0241	4	0.154	56.820	0.025	0.300	0.052	42.650	ZONA ALTERADA
Q0260	1	0.162	55.058	-	0.358	0.011	44.411	FORAMINIFERO
Q0260	2	0.107	54.801	0.077	0.373	-	44.641	FORAMINIFERO
Q0260	3	0.120	54.464	0.116	0.411	-	44.889	FORAMINIFERO
Q0260	4	0.133	56.539	0.111	0.088	0.001	43.128	FORAMINIFERO
Q0260	5	0.150	55.837	0.008	0.339	0.019	43.648	FORAMINIFERO
Q0260	6	0.113	55.936	0.007	0.466	0.020	43.458	FORAMINIFERO
Q0260	7	0.162	55.019	-	0.261	-	44.558	ZONA NO ALTERADA
Q0260	8	0.141	55.362	0.002	0.179	0.001	44.314	ZONA NO ALTERADA
Q0260	9	0.114	53.957	-	0.296	-	45.632	ZONA NO ALTERADA
Q0260	10	0.137	55.756	0.017	0.318	-	43.771	ZONA ALTERADA
Q0260	11	0.182	55.138	-	0.101	0.006	44.574	ZONA ALTERADA
Q0260	12	0.115	55.783	0.037	0.062	0.004	44.000	ZONA ALTERADA

\* La descripción de cada muestra ha sido realizada en la sección de petrología

Tabla 3. Análisis cuantitativo de los carbonatos de la Formación Querequal

Los resultados obtenidos a través del CL en la Formación Querequal, muestran bajos niveles de luminiscencia en las dos zonas (alterada y no alterada). De manera general se puede decir que la zona no alterada es más luminiscente que la zona alterada (figura 30) indicando que los elementos activadores se encuentran mejor preservados en esta zona de la roca. La zona alterada, muestra luminiscencia homogénea a lo largo de la muestra.

Comparando con luz transmitida, aquellas zonas que se encuentran oscuras en luminiscencia, correlacionan con las zonas oscuras en luz transmitida, estas zonas corresponden a las láminas oscuras donde la cantidad de foraminíferos es menor sugiriendo la carencia de manganeso en esta zona (figura 31). Las zonas más brillantes corresponden a las zonas de mayor cantidad de foraminíferos, en la cual, no hay ninguna diferencia entre el cemento que rodea los foraminíferos y el cemento que rellena los mismos sugiriendo la misma cantidad de manganeso u otro activador en los dos cementos. Este resultado podría reflejar la misma procedencia para ambos cementos.

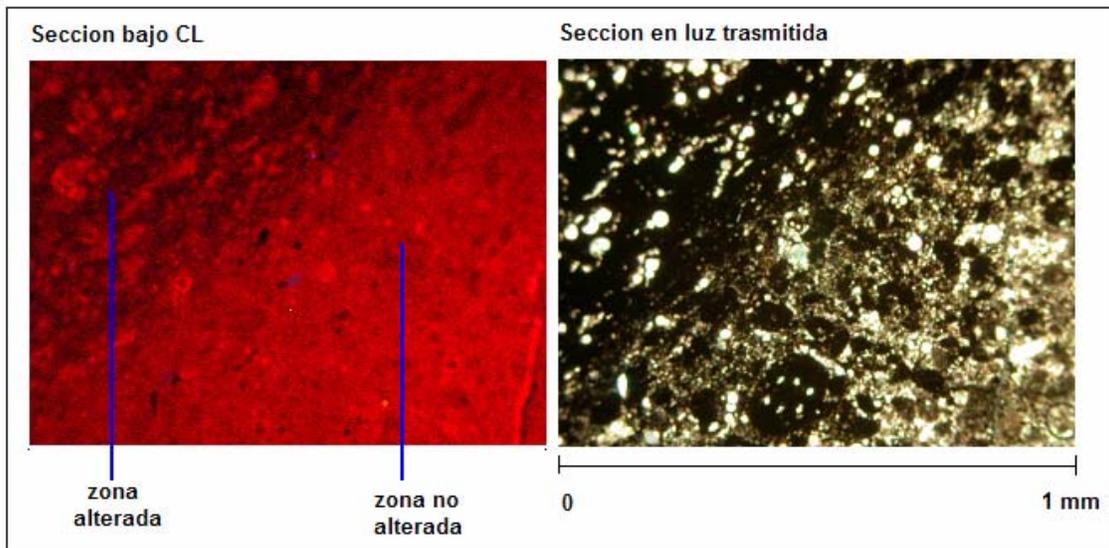


Figura 30. Diferencias entre la zona alterada y no alterada de la muestra Q0241 de la Formación Querecual (Universidad de Calgary, 2003)

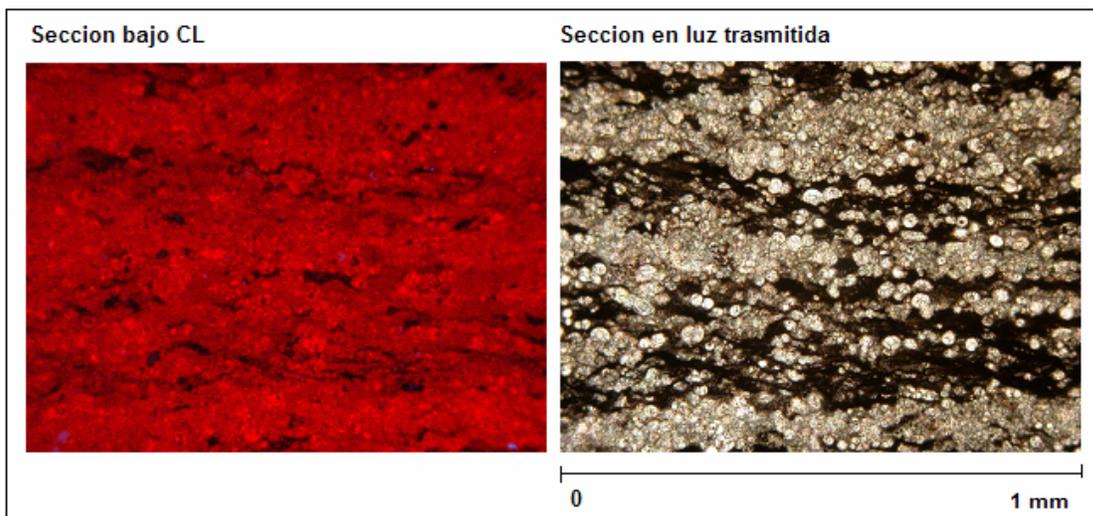


Figura 31. Zona alterada de la muestra Q02LM de la Formación Querecual bajo CL. (Universidad de Calgary, 2003)

Las zonas brillantes en la zona laminada, corresponden con paredes de foraminíferos que se encuentran en la zona alterada. La pobre definición de estas paredes evidencia la alteración de los organismos contenidos en esta zona y la presencia de manganeso en las paredes de los foraminíferos.

La zona de transición entre los carbonatos laminados y la zona no alterada, muestra una pequeña diferencia entre estas dos zonas (figura 30) Los foraminíferos contenidos en la zona no laminada muestran mejor preservación de las paredes al ser vistas bajo el CL, esto sugiere una alteración gradual en la cual tiende a ser menor a medida que se acerca a la zona no alterada.

En la zona no alterada, no se observan diferencias entre la micrita, los pellets y el cemento que rellena los foraminíferos, esto significa que la cantidad de activadores (en este caso el manganeso) es la misma en la roca. Se puede observar una baja luminiscencia en los pellets oscurecidos sugiriendo la alteración del material contenido en los mismos. La luminiscencia obtenida por los pellets del tipo *Favreina sp.* es igual a la de la micrita en su alrededor, por consiguiente los mismos no pueden ser diferenciados bajo el CL.

## 5.2 RESULTADOS DE LA FORMACIÓN NISKU

### 5.2.1 PETROLOGIA DE LA FORMACIÓN NISKU

De manera general, las rocas de la Formación Nisku, constan de calizas parcialmente dolomitizadas, de color marrón a verde, formada por corales rugosos del tipo *Disphyllum Smitiphyllum* y *Thamnopora*, braquiópodos, pelecípodos y crinoideos, con estructuras de tipo estromatactis en dimensiones que varían desde los 2 mm hasta 20 cm.

La muestra N0247, (figura 32) consiste en una caliza lodosa granular en la que se puede observar la presencia de estructuras del tipo estromatactis rellenos de cemento fibroso y columnar. Las estructuras se encuentran en una matriz micrítica con gran cantidad de clastos y microfracturas rellenas de grandes cristales de dolomita de tipo barroca. La matriz se encuentra parcialmente dolomitizada de tipo idiomorfa y es la responsable de la mala preservación de las fabricas primarias de la roca, solo los fragmentos de equinodermos no han sido afectados por la dolomitización

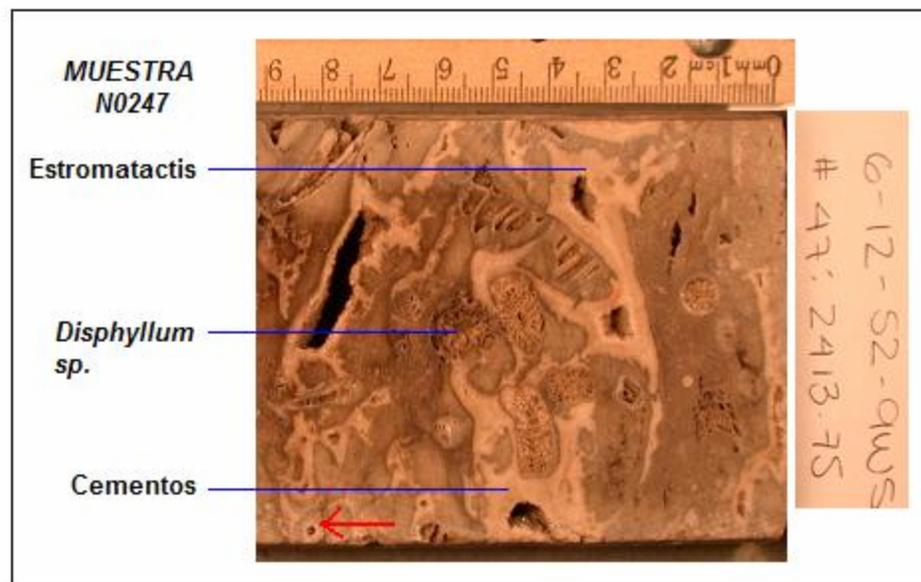


Figura 32. Muestra N0247 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2413,75 m, en la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

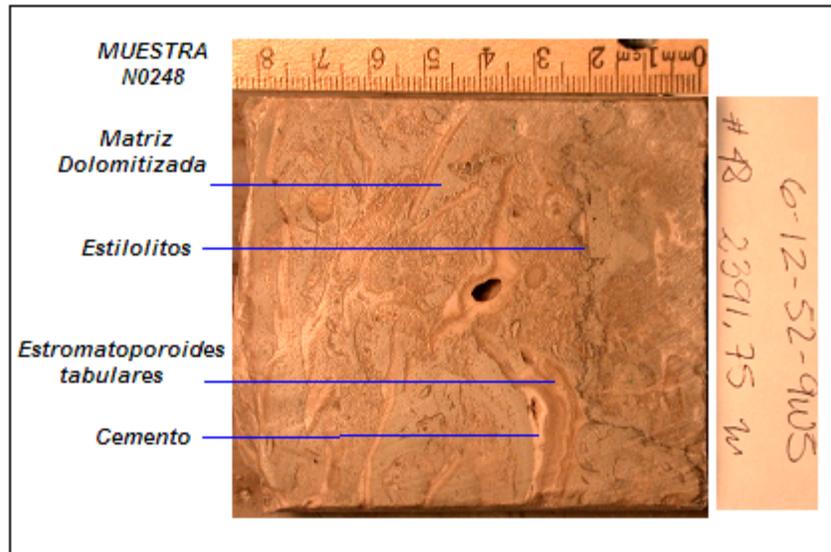


Figura 33 Muestra N0248 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2391,75 m ende la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

Los organismos están compuestos por corales rugosos de tipo *Disphyllum*, rellenos con cemento de tipo bloque, fragmentos de equinodermos, espinas de erizos y pequeños braquiópodos que han sido parcialmente disueltos.

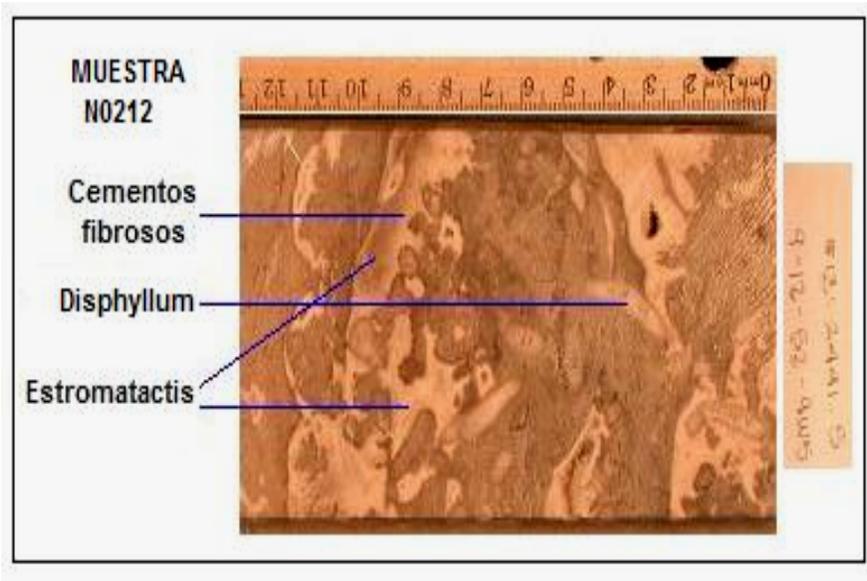


Figura 34. Muestra N0212 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2441,15 m en la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

La muestra N0248 (figura 33), consiste en una bindstone de estromatoporidos tabulares, corales rugosos de tipo *Disphyllum* y *Thamnopora*, dentro de una matriz con dolomitización de tipo idiotípica. Los clastos que conforman esta roca están constituidos por equinodermos, espinas de erizos y estromatoporidos. Los estromatoporoides se encuentran sobre estructuras estromatactis.

Se puede observar la presencia de microfracturas rellenas de cemento de tipo bloque y cristales de dolomita tipo barroca, evidenciando la cementación tardía en las mismas.

La muestra N0212 (figura 34), consiste en un Floatstone constituidos principalmente por corales rugosos de tipo *Disphyllum* en una matriz micrítica con micro fracturas rellenas de cemento de tipo bloque, la matriz esta compuesta por fragmentos de braquiópodos, equinodermos y otros clastos.

Se pueden observar estructuras estromatactis rellenos de tres tipos de cemento uno fibroso hacia la parte externa, el cual pasa progresivamente a columnar hasta terminar en un cemento tardío de tipo bloque. Se observa cemento fibroso rodeando los fragmentos de equinodermos así como la presencia de *Girvanella* y *Rothpletzella* rodeando los corales, este organismo se encuentra separando los cementos de los corales.

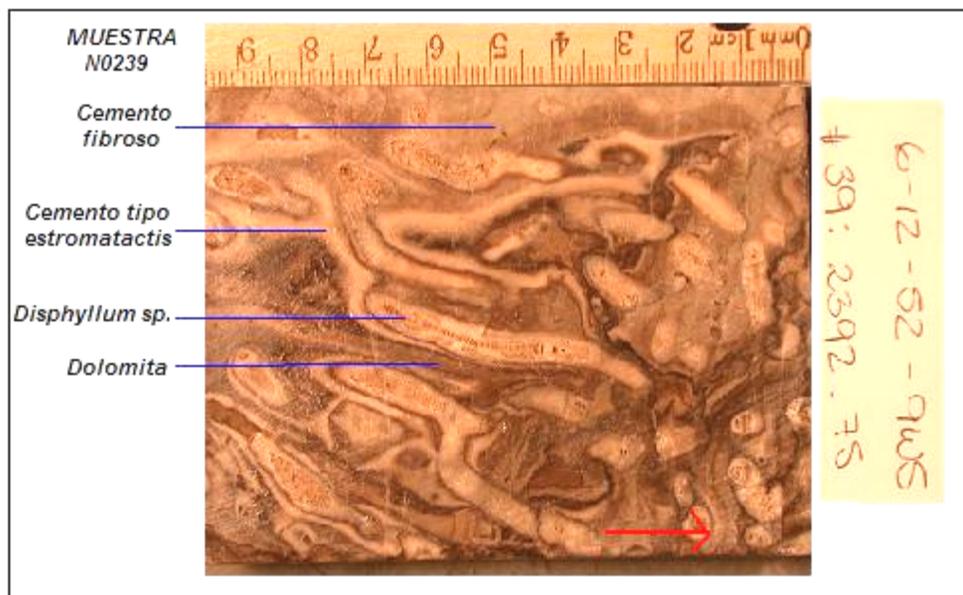


Figura 35. Muestra N0239 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2392,75 m de la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

La muestra N0239 (figura 35) esta constituida por un bafflestone de corales rugosos de tipo *Disphyllum* rellenos por cementos isópacos de tipo bloque y cemento fibroso y columnar rodeando los mismos. Se puede observar dolomitización ipidiotipica separando el cemento columnar que se encuentra rodeando los corales. La presencia de fracturas sugiere la interacción de fluidos ya que alrededor de las mismas se observa cristales de dolomita de tipo barroca sustituyendo la matriz. Esta dolomita tiene dos tipos de colores lo cual pudiese ser consecuencia de la cantidad de magnesio contenido en la misma

Se puede observar dos tipos de estados de cementos, el mas temprano es de tipo fibroso y se encuentra en la parte mas externa y en contacto con la matriz, el segundo tipo de cemento es de tipo columnar y se encuentra localizado en la parte mas interna del cemento.

La muestra N0207 Floatstone compuesto por corales rugosos de tipo *Disphyllum*. Estromatactis de 7 mm de ancho, en la base de los corales, estas estructuras presentan cementos del mismo tipo de la muestra N0239. Los corales se encuentran totalmente reemplazados por cemento de tipo bloque. Estructuras geopetales en la pared interna de los corales.

La matriz presenta microfracturas rellenas de cemento tipo bloque y de dolomita de tipo barroca. La dolomita también se encuentra presente en estilolitos. En la base de la muestra, se pueden observar microfracturas rellenas de anhidrita.

En la muestra N0217 (figura 36), se puede observar precipitación de anhidrita dentro de los corales. La muestra esta constituida por cemento fibroso de aproximadamente 5 cm de espesor (50% de la muestra) y es de color crema. El resto de la muestra, esta contenida en una matriz micrítica compuesta por fragmentos de braquiópodos y equinodermos. Algunos de los corales rugosos contenidos en dicha matriz, se encuentran completamente reemplazados por cemento de tipo bloque.

La muestra N0230 esta compuesta por pellets casi todos del mismo tamaño, dentro de esta matriz de pellets, también se observa la presencia de cemento columnar y cemento tipo bloque dentro de los corales rugosos. Los pellets que conforman la matriz se encuentran flotando dentro de la micrita y no tienen estructura interna, la homogénea distribución de los mismos y la carencia de estructura interna podrían sugerir una procedencia bacteriana.

La muestra N0258 consiste en una caliza lodosa con microfracturas rellenas de petróleo y rellenas de cemento tipo bloque, la presencia de este tipo de cemento entre otros aspectos, sugiere que este nivel de la Formación ha sido expuesto.

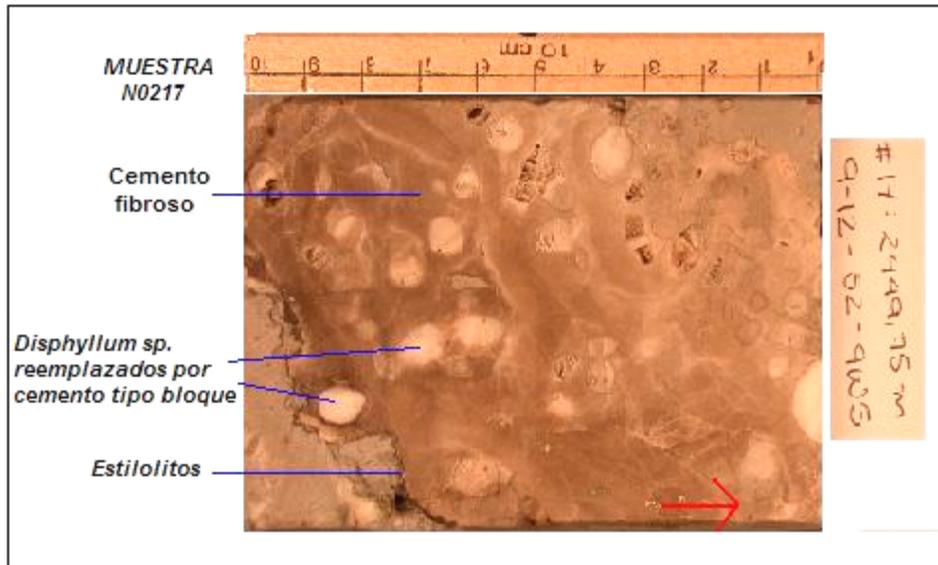


Figura 36. Muestra N0217 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2449,75 m de la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

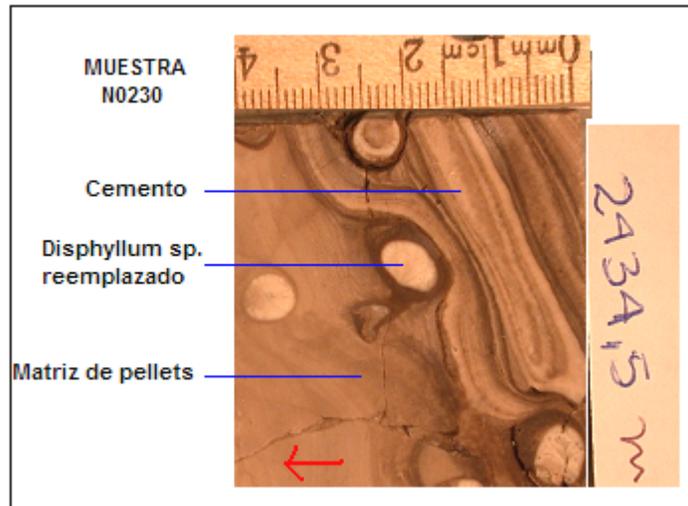


Figura 37. Muestra N0230 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2434,5 m en la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

La matriz presenta una ligera dolomitización de tipo ipidiotípica y no presenta evidencia de cementación marina.

La muestra N0201 consiste en un *Disphyllum* bafflestone en una matriz parcialmente dolomitizada. Los corales rugosos del tipo *Disphyllum* que conforman la muestra, se encuentran totalmente cementados con calcita tipo bloque. La matriz presenta microfracturas que contienen petróleo.

La muestra está compuesta por fragmentos de conchas, corales rugosos y fragmentos de equinodermos, Los corales están rodeados por *Girvanella* y *Rothpletzella* y los mismos no han sido afectados por la dolomitización. La matriz presenta diques neptúnicos caracterizados por la presencia de espato tipo chevrón en su interior, esto evidencia la sedimentación temprana de la roca.

La muestra N0218 (figura 38) consiste en un *grainstone* (Caliza granular) compuesto por fragmentos de equinodermos, braquiópodos, *Girvanella* y *Rothpletzella*, entre otros fragmentos esqueléticos. La muestra presenta muy buena porosidad probablemente como consecuencia de la dolomitización. La matriz de la roca se encuentra parcialmente dolomitizada, presenta precipitación de anhidrita así como manchas de petróleo. Algunas de las cavidades están rellenas por dolomita tipo barroca.

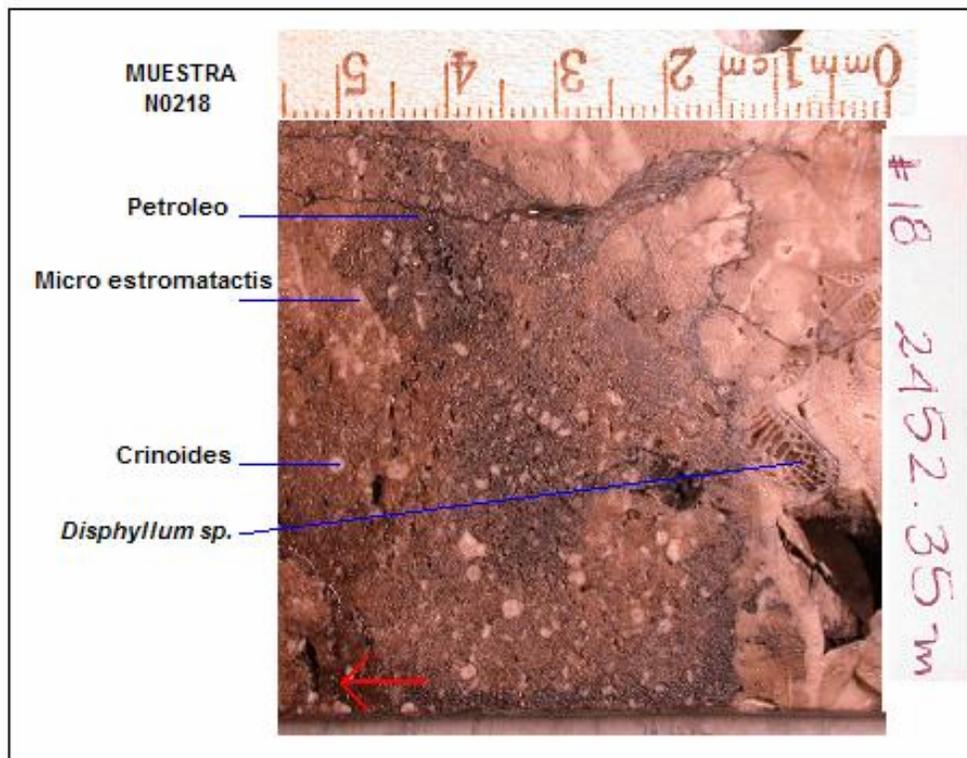


Figura 38. Muestra N0218 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2452,35 m de la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

La muestra N0208 consiste en un bafflestone de corales rugosos de tipo *Disphyllum* que están totalmente cementados. Algunas cavidades producto de disolución se encuentran rellenas de cemento tipo bloque. También se observa la presencia de estructuras de tipo estromatactis rellenas de cemento tipo fibroso y en la base de los mismos se puede observar la presencia de *Girvanella* y *Rothpletzella*, también se pueden observar microestromatactis de un ancho menor a 2 mm y suelen ser los causantes de la buena porosidad de esta muestra.

La muestra N0245 (figura 39) está constituida por un cemento fibroso de 4 cm de espesor que contiene en su interior algunos corales que han sido reemplazados por cemento. El cemento está separado de la matriz micrítica a través de un estilolito. Dicha matriz esta compuesta por pellets y corales rugosos de tipo *Disphyllum*.

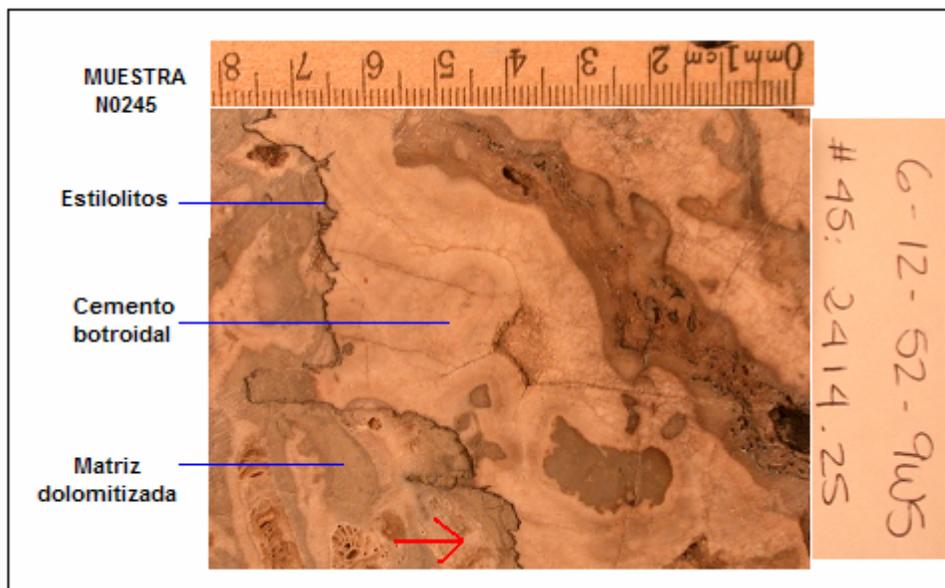


Figura 39. Muestra N0245 del pozo 6-12-52-9W5 a una profundidad de 2414,25 m de la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

### 5.2.2 ISÓTOPOS ESTABLES

En el caso de la Formación Nisku, debido a la carencia de sulfuros y sulfatos en la muestra, solamente fueron analizados isótopos estables de dos elementos, de carbono 13 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) y oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ).

Los isótopos estables de oxígeno aplicados a los cementos carbonáticos de las muestras de la Formación Nisku, arrojan como resultado señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  contenidas entre -9,1‰ y -5.2‰. las

señales isotópicas obtenidas para las muestras de dolomitas son de  $-5,9\text{‰}$  y  $-5,8\text{‰}$ . En el caso de las señales obtenidas de  $\delta^{13}\text{C}$  para las pruebas de isótopos estables de carbono, realizadas en los cementos carbonáticos, los resultados se encuentran contenidos dentro de rangos de  $0,8\text{‰}$  y  $3,8\text{‰}$ ; mientras que en el caso de las dolomitas, las señales obtenidas son de  $3,8\text{‰}$  y  $3,9\text{‰}$ .

En los gráficos de resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  contra  $\delta^{18}\text{O}$ , se puede observar que la mayoría de los resultados para el caso de las señales obtenidas de  $\delta^{13}\text{C}$ , se encuentran localizados alrededor de una media de  $1,4\text{‰}$  y para las señales de  $\delta^{18}\text{O}$ , la mayoría de los resultados se encuentran rodeando la media de  $-6,1\text{‰}$ .

En el caso de las dolomitas, la señal isotópica del carbono 13, se encuentra menos disminuida que en el caso de las señales isotópicas de los cementos carbonáticos de la Formación Nisku. Este resultado podría ser consecuencia directa del proceso de cristalización de la dolomita en la Formación Nisku.

En el caso de la medida que se sale de la media de los resultados de las señales isotópicas de oxígeno en los cementos y dolomitas de la Formación Nisku, ésta corresponde a las muestra N0212, a cementos fibrosos de las estructuras estromatactis de esta muestra. En contraste con el caso anterior, este resultado no puede ser atribuido al proceso de formación de dichas estructuras, ya que, la muestra N0223, arroja un resultado de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-5,7\text{‰}$  y este, a diferencia del caso anterior, se encuentra dentro de la media.

### 5.2.3 MICROSONDA

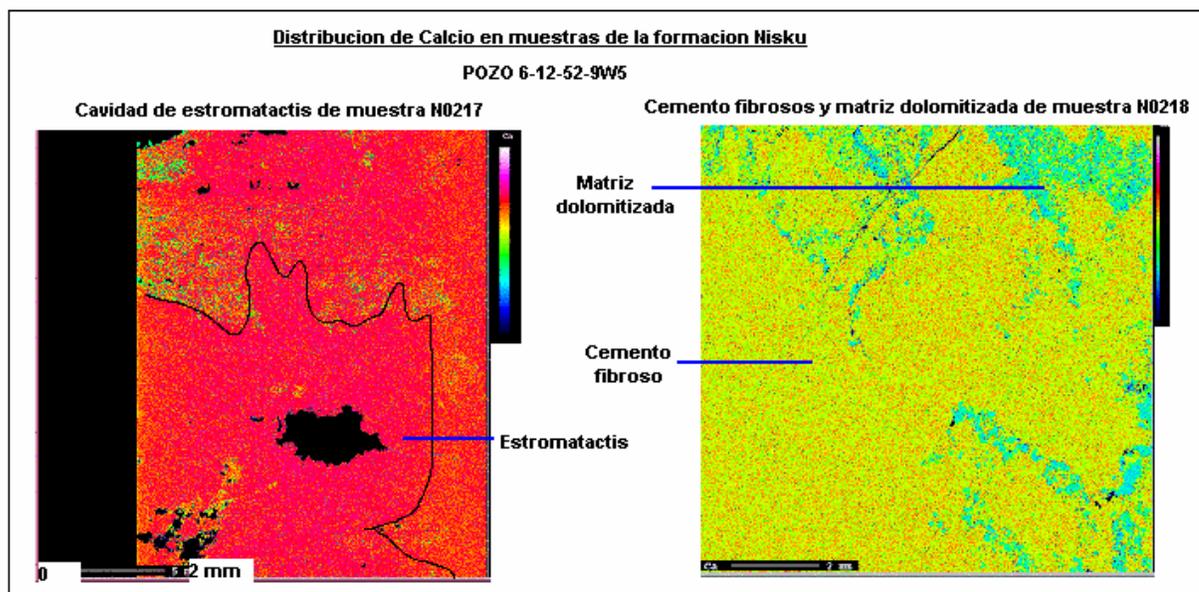


Figura 40. Distribución de calcio en las muestras N0217 y N0218 del pozo 6-12-52-9W5 en la Formación Nisku. Los colores mas intensos representan mayores cantidades del elemento en la muestra. (Universidad de Calgary, 2003)

Según el propósito de esta investigación, se realizaron análisis de los elementos estroncio (Sr), calcio (Ca), hierro (Fe), magnesio (Mg), manganeso (Mn) y silicio (Si) Los resultados de los análisis cuantitativos pueden ser observado en la tabla 4 así como los mapas pueden ser observados en las siguientes figuras.

En el caso de los mapas de calcita (figura 40), se puede observar una distribución homogénea de este elemento. Como es esperado, los carbonatos están compuestos por calcita y las rocas de la Formación Nisku son esencialmente calcita. Se puede observar una disminución de este elemento en las zonas de micrita y mucho más aun en las zonas dolomíticas. Las zonas donde se encuentran los cementos primarios como en el caso de las estructuras estromatactis, este elemento tiene mayor intensidad.

Solo se realizaron mapas elementales de hierro ya que el azufre se encuentra directamente relacionado con el hierro a través de la precipitación de pirita la precipitación de pirita es bastante escasa en comparación a las muestras de la Formación Querequal y por esta razón la presencia de este elemento se hace poco perceptible en los mapas elementales de hierro (Fe) y azufre (S).

ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LAS MUESTRAS DE LA FORMACION NISKU								
MUESTRA	NUMERO	ELEMENTO					CO2	COMENTARIO
		SrO	CaO	FeO	MgO	MnO		
N0217	1	0.115	56.201	-	0.330	-	43.354	CEMENTO TARDIO
N0217	2	0.135	55.641	-	0.796	0.013	43.414	CEMENTO FIBROSO
N0217	3	0.079	56.621	-	0.346	0.026	42.931	MICRITA CERCA DE DOLOMITA
N0217	4	0.049	31.399	0.115	21.751	0.013	46.672	ZONA DOLOMITICA
N0217	5	0.115	58.562	-	0.221	0.073	41.030	CALCITA EN ZONA DOLOMITICA
N0200	1	0.190	56.036	0.018	0.322	-	43.433	CALCITA DENTRO DE CORAL
N0200	2	0.205	55.972	-	0.158	-	43.664	CALCITA DENTRO DE CORAL
N0200	3	0.201	57.718	-	0.265	0.036	41.780	CALCITA FUERA DE CORAL
N0200	4	0.151	57.029	-	0.369	0.030	42.421	CALCITA FUERA DE CORAL
N0200	5	0.119	30.761	0.273	20.676	0.010	48.160	DOLOMITA
N0200	6	0.090	31.076	0.130	21.096	0.066	47.542	DOLOMITA
N0200	7	0.074	31.588	0.061	21.477	0.005	46.796	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0200	8	0.128	31.818	0.099	21.248	-	46.708	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0200	9	0.082	31.446	2.141	19.140	0.006	47.187	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0200	10	0.121	31.598	2.221	19.239	0.030	46.792	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0218	1	0.115	31.991	0.085	19.503	0.019	48.288	DOLOMITA
N0218	2	0.050	31.501	0.074	20.668	0.024	47.682	DOLOMITA
N0218	3	0.129	54.645	0.039	0.278	0.039	44.870	CALCITA
N0218	4	0.113	55.990	-	0.282	0.003	43.611	CALCITA
N0233	1	0.126	31.307	0.357	20.410	0.039	47.760	DOLOMITA
N0233	2	0.009	31.049	0.266	18.785	0.001	49.888	DOLOMITA
N0233	3	0.149	54.830	0.155	0.571	0.023	44.272	CALCITA CERCA DE DOLOMITA
N0233	4	0.195	54.499	0.224	0.710	0.021	44.352	CALCITA CERCA DE DOLOMITA
N0233	5	0.143	56.318	-	0.461	-	43.078	CEMENTO
N0233	6	0.080	58.748	0.042	0.398	-	40.731	CEMENTO
N0233	7	0.088	59.261	-	0.366	0.025	40.260	CALCITA
N0233	8	0.062	57.685	0.024	0.439	0.014	41.776	CALCITA
N0245	1	0.192	57.506	0.031	0.367	0.013	41.890	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0245	2	0.140	57.151	0.025	0.497	-	42.186	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0245	3	0.132	57.910	0.052	0.363	0.003	41.539	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0245	4	0.163	57.784	0.129	0.416	-	41.508	DOLOMITA DENTRO DE CORAL
N0245	5	0.094	30.919	0.340	20.998	0.009	47.641	DOLOMITA OSCURA DENTRO DE CORAL
N0245	6	0.126	30.940	0.141	20.719	0.002	48.070	DOLOMITA OSCURA DENTRO DE CORAL
N0245	7	0.033	30.884	0.101	21.218	0.028	47.737	DOLOMITA OSCURA DENTRO DE CORAL
N0245	8	0.156	31.168	1.527	19.399	0.053	47.698	DOLOMITA CLARA DENTRO DE CORAL
N0245	9	0.074	31.311	1.292	19.818	0.025	47.479	DOLOMITA CLARA DENTRO DE CORAL
N0245	10	0.135	31.607	1.346	20.087	0.082	46.745	DOLOMITA CLARA DENTRO DE CORAL
N0245	11	0.152	55.754	-	0.650	0.019	43.424	CEMENTO FIBROSO
N0245	12	0.088	55.554	0.022	0.334	0.051	43.950	CEMENTO FIBROSO
N0245	13	0.101	54.697	0.015	0.193	-	44.995	CEMENTO FIBROSO
N0245	14	0.131	51.189	0.045	2.971	0.010	45.653	CEMENTO FIBROSO
N0245	15	0.123	31.652	0.157	19.904	0.039	48.125	DOLOMITA
N0245	16	0.082	31.462	0.091	21.307	0.011	47.046	DOLOMITA
N0245	17	0.123	30.538	0.181	20.424	0.007	48.727	DOLOMITA
N0245	18	0.132	30.743	0.159	19.920	0.026	49.020	DOLOMITA

Tabla 4. Análisis cuantitativos de carbonatos de la Formación Nisku

En el caso del magnesio (Mg) (figura 41), los mapas elementales demuestran una distribución totalmente dependiente de la presencia de dolomita en la muestra. Los cementos carbonáticos son de muy bajo

contenido magnesiano en comparación con las zonas donde se ha precipitado dolomita. También se pueden observar dos tipos de dolomita una clara y otra más oscura. Haciendo análisis cuantitativos en estas dos dolomitas, se puede determinar que las diferencias en el color de las mismas, es consecuencia de contenidos más altos de magnesio en los cristales más oscuros (tabla 4).

En el caso del silicio (Si), puede observarse una relación en las zonas donde se ha precipitado dolomita y las zonas en donde se encuentra el silicio. Haciendo análisis cuantitativos se puede determinar que los responsables de la presencia de este elemento, son básicamente feldespatos potásicos y fragmentos de cuarzo. En el mapa elemental de la muestra, los colores verdes representan los pequeños cristales de feldespato potásico, mientras que los colores mas intensos (rojos) representan la presencia de fragmentos de cuarzo en la muestra.

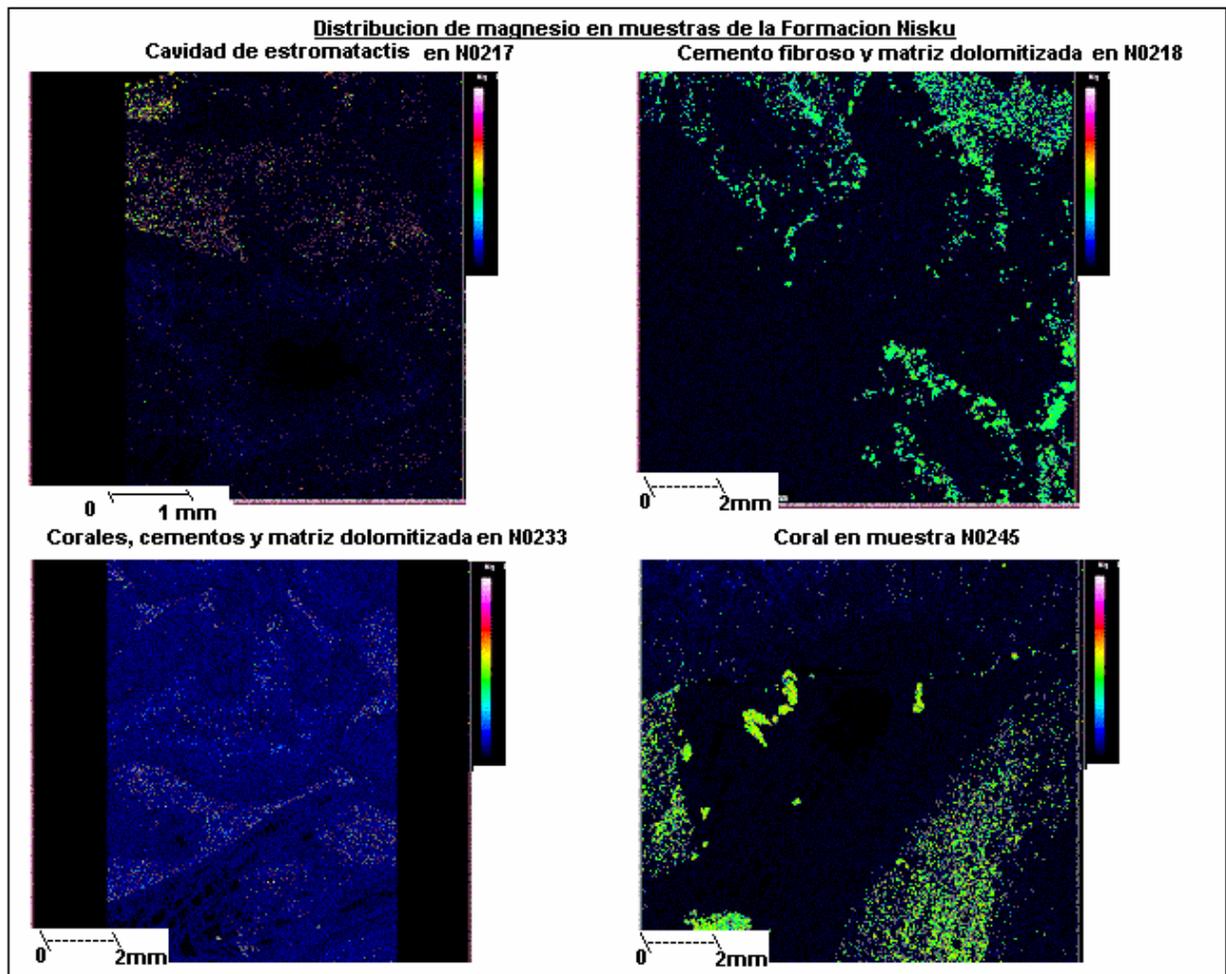


Figura 41. Distribución de magnesio en las muestras del pozo 6-12-52-9W5 de la Formación Nisku. Los colores mas intensos representan mayores cantidades del elemento en la muestra. (Universidad de Calgary, 2003)

En la figura 43 se pueden observar sedimentos compuestos por fragmentos de cuarzo, halita y calcita dentro de los corales.

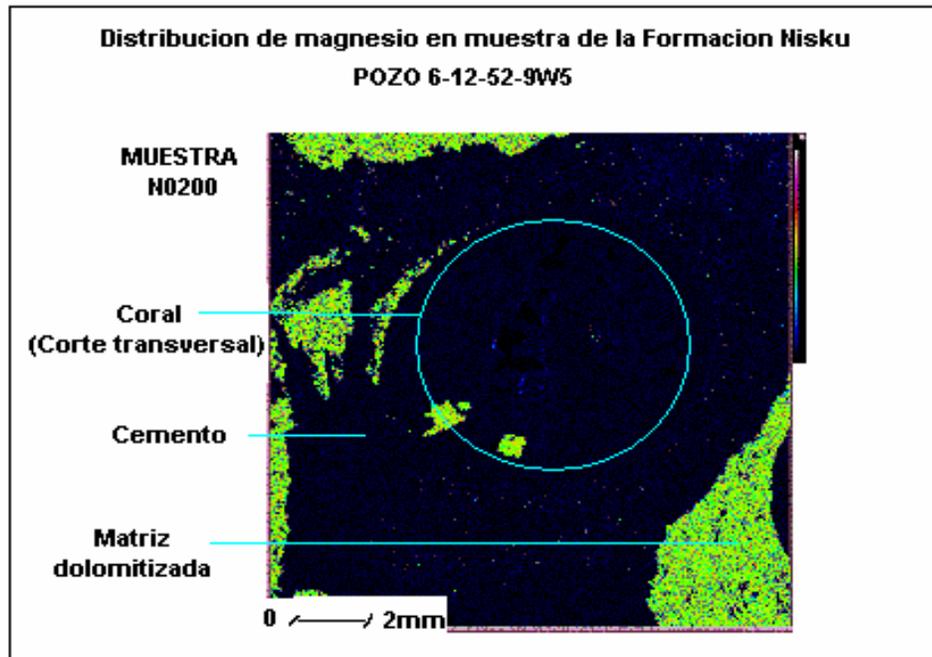


Figura 42. Distribución de magnesio alrededor de corales de la Formación Nisku. Los colores mas intensos representan mayores cantidades del elemento en la muestra. (Universidad de Calgary, 2003)

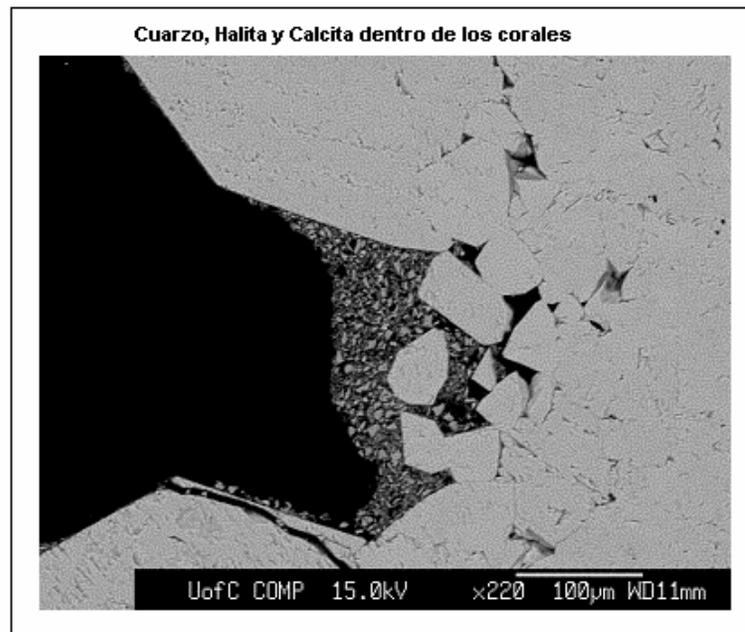


Figura 43. Clastos dentro de corales de la Formación Nisku. (Universidad de Calgary, 2003)

En el caso del manganeso (Mn), la distribución de este elemento, al igual que el estroncio (Sr), no puede ser apreciado a través de los mapas de dichos elementos, sin embargo las pequeñas cantidades de los mismos en la muestra, puede ser apreciada en los análisis cuantitativos (tabla 4).

#### 5.2.4 CÁTODOLUMINISCENCIA

Los resultados de CL en la Formación Nisku, se puede apreciar mayor luminiscencia en comparación con los resultados obtenidos en la Formación Querequal, además se puede decir que las zonas mas luminiscentes de las muestras estudiadas corresponden con los cementos tardíos, aquellos de tipo bloque, los cuales no han sido depositados en ambientes marinos.

Los cementos tardíos, con cristales bien definidos, dispuestos de manera isópaca dentro de corales o cavidades, son aquellos que tienen mayor luminiscencia (figura 44). Los mismos presentan zonación, de mayor luminiscencia en la parte interna, hacia menor luminiscencia en la parte externa. Esta zonación sugiere un crecimiento tardío de los cristales de calcita.

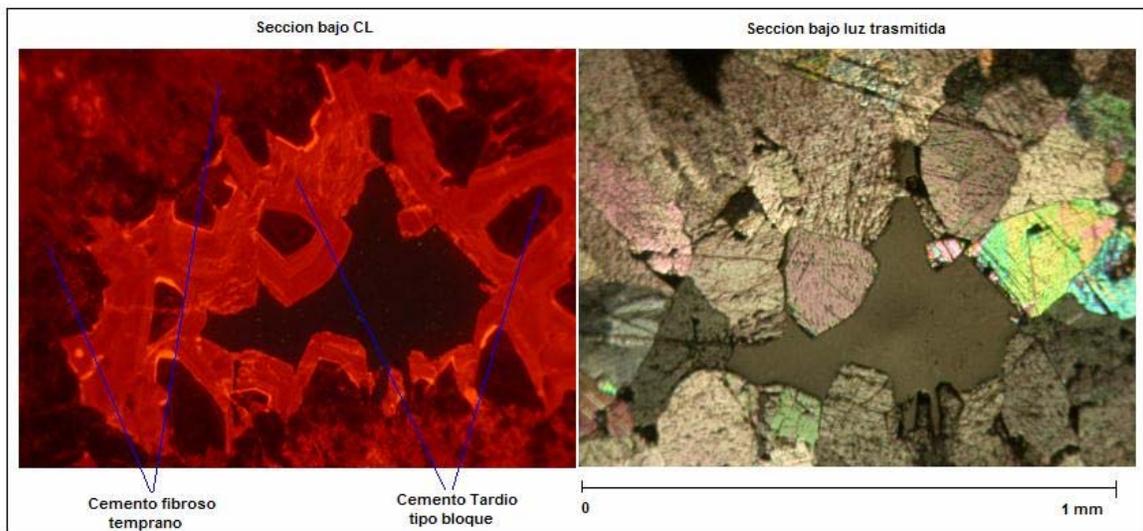


Figura 44. Cementos de la Formación Nisku bajo CL. (Universidad de Calgary, 2003)

Se puede observar una diferencia de color entre los cristales de dolomita y los cristales de calcita. La dolomita presenta un color rojizo, mientras que la calcita presenta un color anaranjado, además, al igual que los resultados de la microsonda, los resultados muestran dos tipos de calcita una de color rojo mas

intenso que el otro. Este resultado se puede atribuir, de la misma manera que el caso anterior, a las diferencias en las cantidades de magnesio.

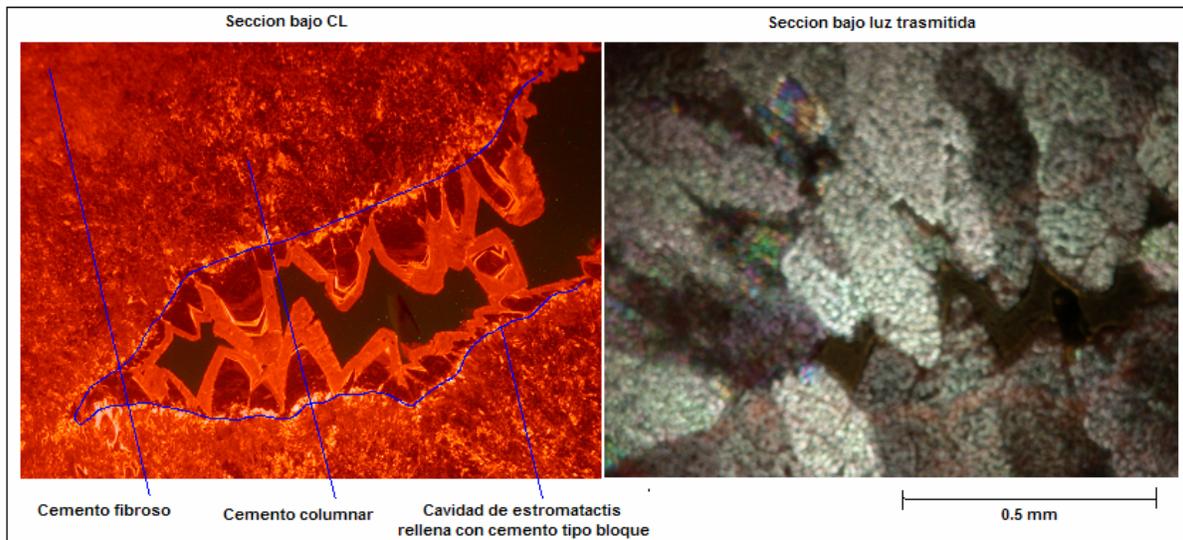


Figura 45 Cavidades de estromatactis de la Formación Nisku bajo CL. (Universidad de Calgary, 2003)

Los cementos marinos de tipos columnares y fibroso (figura 45) presentan poca luminiscencia en comparación a los cementos tardíos, sin embargo la mayoría de los cementos fibrosos, de posible procedencia aragonítica, presenta alta luminiscencia y muy poca zonación, posiblemente como consecuencia de diferentes procesos de precipitación.

Los esqueletos de los organismos presentes en la roca (paredes de corales, braquiópodos, equinodermos, etc), se encuentran perfectamente preservados, ya que la luminiscencia permite observar algunas de las estructuras primarias de la muestra como es el caso de los corales (figura 47). A través de luz transmitida, las paredes se encuentran alteradas por procesos de cementación y dolomitización, mientras que al ser observados bajo el CL estos detalles pueden ser apreciados.

Los cristales de calcita precipitados en la parte interna de los corales, presentan alta luminiscencia en comparación al resto de los cristales de calcita. Este es el mismo caso para los cementos precipitados alrededor de los corales en la zona externa.

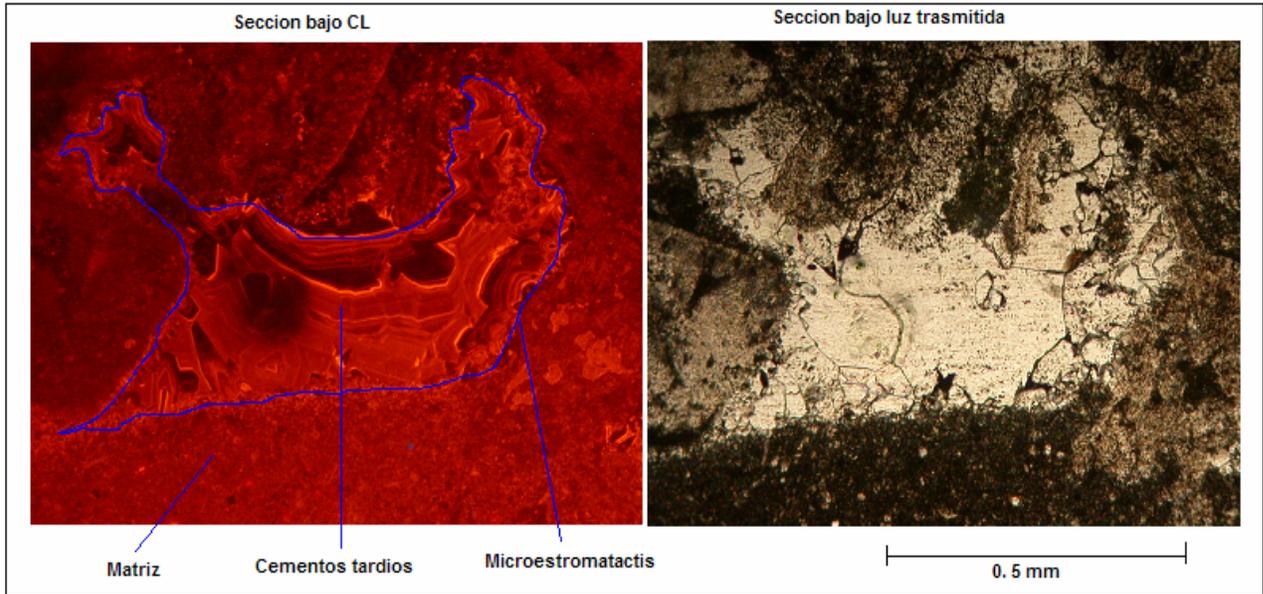


Figura 46. Microstromatactis de la Formación Nisku bajo CL. (Universidad de Calgary, 2003)

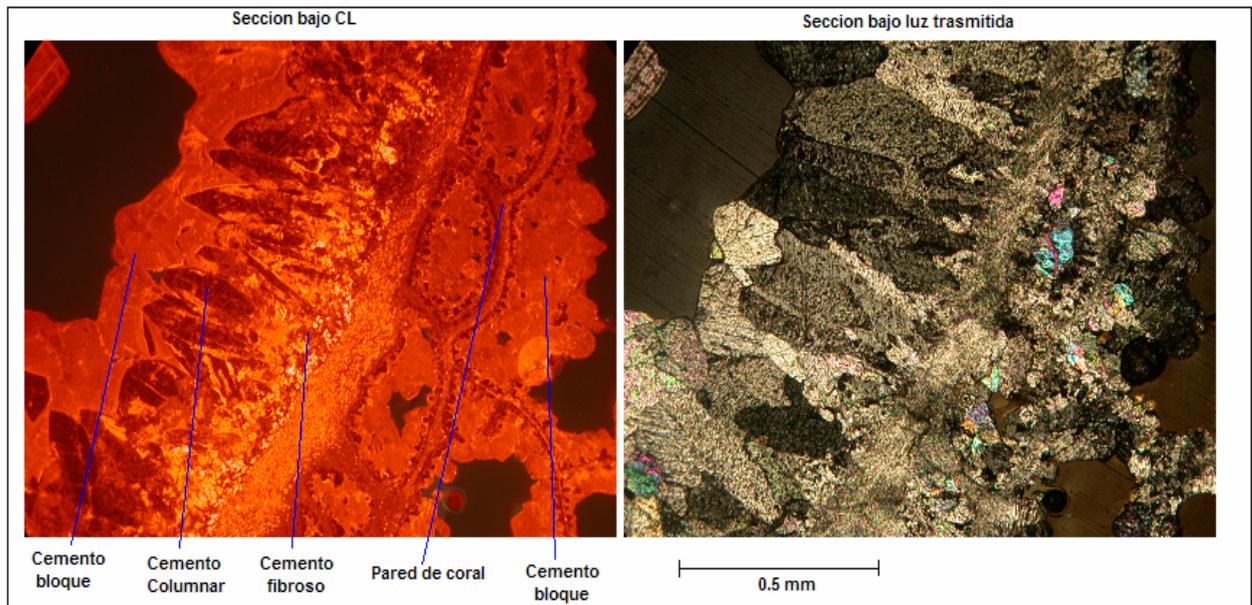


Figura 47. Estructuras de corales de la Formación Nisku bajo CL. (Universidad de Calgary, 2003)

Los cementos tardios que han sido precipitados dentro de microstromatactis, estructuras de menos de 1 mm de ancho (figura 46), presentan luminiscencia y zonación muy alta.

### 5.2.5 PETROFÍSICA.

El objetivo principal del análisis petrofísico llevado a cabo en la Formación Nisku es buscar una relación entre la presencia de estructuras relacionadas con la presencia de clastratos y los resultados de los registros petrofísicos. Para ello las medidas de los registros han sido normalizadas de manera de poder hacer una mejor correlación entre ellos.

Los registros a estudiar en la Formación Nisku fueron: Neutrón, densidad y resistividad (RHOB, SFL y LLD). Los registros gamma ray no han sido tomados en cuenta debido a la litología de la Formación, en este caso, ante una litología compuesta por calizas, los registros gamma ray se comportan de manera constante. Esto quiere decir que los registros gamma ray no son afectados por la presencia de las estructuras de tipo estromatactis.

Los registros de resistividad LLD (resistividad profunda) y los registros SFL (resistividad superficial), son ideales para detección de clastratos en sedimentos recientes ya que la resistividad del hielo es bastante elevada a diferencia del agua, por otro lado debido a las altas temperaturas de perforación junto con la actividad de la mecha producen el derretimiento del clastrato en la zona contaminada de manera tal que el registro SFL tomaría medidas del clastrato derretido cuyas respuestas de resistividad son bastante inferiores con respecto a las medidas que tomaría el LLD donde el clastrato se mantiene en forma de hielo y posee resistividades mayores a  $10^4$  ohmios.

Otro registro ideal en la detección de clastratos es el registro Neutrón. Como se trata de una herramienta que mide la cantidad de hidrógenos por espacio cúbico, en el caso de los clastratos de metano ( $\text{CH}_4$ ) se tienen 4 moléculas más de hidrógeno que en un espacio común de carbonatos.

Las medidas de correlación de las medidas de la presencia de estructuras con respecto a las respuestas petrofísicas, han sido realizadas de manera cualitativa y cuantitativa. La manera cuantitativa y precisa de estas medidas ha sido realizada a través de una operación de correlación de dos funciones (medidas de estructuras vs. registro petrofísico) donde el resultado es una gráfica normalizada cuyo máximo debería corresponder con cero (0) en el eje X y uno (1) en el eje Y, para el caso de una correlación ideal. Para las medidas cualitativas de las correlaciones entre los registros, se hizo una comparación pico a pico entre los dos registros mencionados anteriormente.

Para hacer las medidas de la presencia de las estructuras de clastratos se realiza el siguiente procedimiento: se hacen medidas cada 15 cm en un rango de 0 a 1, de la presencia o no de cementos, luego se mide la presencia de cavidades dentro de los cementos, es decir, estructuras estromatactis cuyas

cavidades no han sido cementadas en su totalidad. Debido a que la presencia de cavidades es un factor determinante en las medidas petrofísicas, lo que se correlaciona son las estructuras relacionadas a la presencia de clastratos las cuales contengan cavidades.

Los resultados obtenidos a través de la correlación matemática realizada con el programa Matlab se pueden observar en la tabla 4. Las correlaciones matemáticas arrojan medidas muy bajas alejando la idea de una relación entre la presencia de las estructuras y las medidas petrofísicas del pozo 6-12-52-9W5 de la Formación Nisku.

PROFUNDIDAD		REGISTRO	COEF DE
TOPE	BASE	CORRELACIONADO	CORRELACION
2378,3544	2462,1744	Neutron	0,23
2378,3544	2462,1744	Densidad	-0,13
2378,3544	2462,1744	RHOB	-0,34
2378,3544	2462,1744	SFL	0,23
2378,3544	2462,1744	LLD	0,19
2378,3544	2419,924	Neutron	0,38
2378,3544	2419,924	Densidad	-0,18
2378,3544	2419,924	RHOB	0,39
2378,3544	2419,924	SFL	0,05
2378,3544	2419,924	LLD	0,05
2420,0764	2462,1744	Neutron	0,14
2420,0764	2462,1744	Densidad	-0,09
2420,0764	2462,1744	RHOB	-0,29
2420,0764	2462,1744	SFL	0,34
2420,0764	2462,1744	LLD	0,31

Tabla 5. Resultados de la correlación de los registros petrofísicos con las medidas de la presencia de estructuras relacionadas con clastratos, a través de una función de correlación en Matlab.

Además de obtener una correlación matemática de los registros petrofísicos, se pueden observar los gráficos correspondiente a medidas de estructuras vs. registros petrofísicos. Para facilitar el análisis de los mismos, se realizaron dos gráficos, el primero contiene las medidas de registros de resistividad LLD y SFL (figura 48) y la segunda contiene las medidas de las estructuras vs. neutrón y densidad (figura 49). El registro de resistividad RHOB no ha sido tomado en cuenta debido a que la medida es casi constante durante toda la sección estudiada.

Las relaciones existentes entre las estructuras y las medidas de los registros petrofísicos del pozo 6-12-52-9W5, serán llevadas a cabo en la discusión. De manera subjetiva se observa mayor correlación de las medias de las estructuras y los registros hacia la base de la sección estudiada, por esta razón se separaron los registros en base y tope y se realizaron los cálculos matemáticos correspondientes que de igual manera serán discutidos en la siguiente sección.

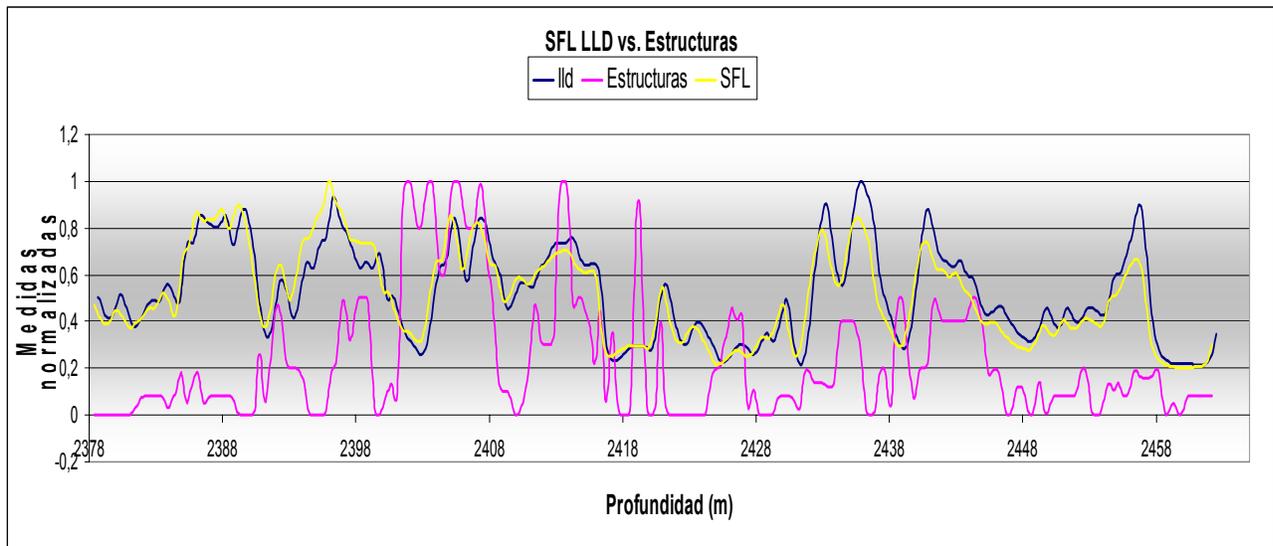


Figura 48. Gráfico de resistividad vs. medidas de estructuras.

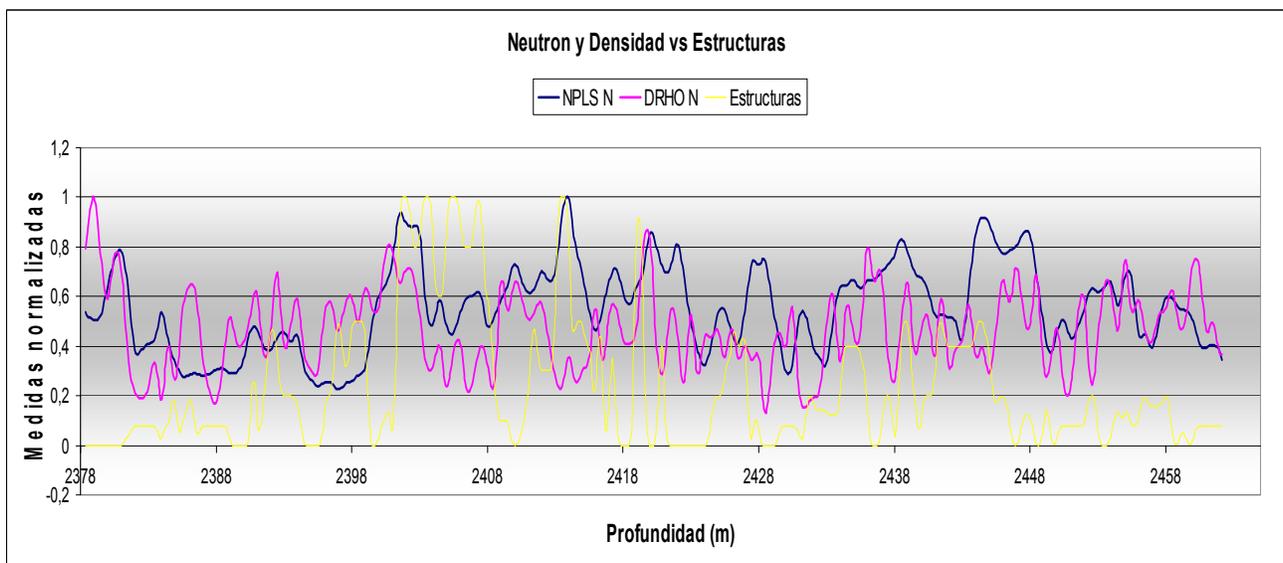


Figura 49 Gráfico de densidad y neutrón vs. medidas de estructuras

## CAPÍTULO 6

### ANÁLISIS

Para hacer una interpretación del ambiente depositacional de la Formación Querecual y la Formación Nisku, es necesario combinar todos los análisis realizados en las muestras colectadas en ambas formaciones.

Al analizar los resultados obtenidos a través de la petrografía de la Formación Querecual, dos se evidencian dos patrones de fracturamiento. Un tipo de fracturas podría representar un primer evento en este caso de compactación en el momento que las rocas de Querecual se depositaron y se precipitaron las concreciones en la Formación Querecual. Dentro de estas fracturas se puede observar un cemento con fibras sigmoidales. Este tipo de fibras crecen incrementalmente durante el fracturamiento y los nuevos minerales precipitan rápidamente perpendicularmente a las paredes de los mismos, prohibiendo la precipitación de cristales édrales (Mitra *et al.*, 1988).

En este primer evento, el material que se encuentra rodeando las concreciones, ha sido reacomodado siguiendo el patrón de las mismas y algunas fracturas toman lugar como respuesta ante la compactación del momento. Estas fracturas no han afectado ninguna de las concreciones a causa de la posible sedimentación temprana de las mismas.

El segundo patrón de fracturamiento se caracteriza por fracturas rellenas por cemento tipo bloque. Este tipo de cemento, suele crecer en cavidades abiertas en niveles someros en la zona de vadosa (Tucker 1990). Generalmente una fractura que contiene este tipo de cemento se forma a niveles someros donde la poca presión litoestática permite que las fracturas se mantengan abiertas y que cristales édrales puedan precipitar (Mitra *et al.*, 1988). Otro de las posibles causas de este patrón de fracturamiento, responden a diaclasas por efecto de descompensación en el momento que las rocas afloraron.

La zona no alterada, representa una sedimentación temprana de la roca, antes de que las rocas de la Formación Querecual fuesen compactadas. Una evidencia de esta aseveración es la presencia de cemento primario en las concreciones calcáreas que rodean las concreciones de pirita y marcasita. Este cemento primario se caracteriza por presentar la triple unión de los límites intercristalinos (Bathrust, 1971). La buena preservación de los elementos orgánicos en la zona no alterada comparada con la poca preservación de los pellets en la zona laminada, sugiere una sedimentación temprana en la zona no alterada en donde los efectos de compensación no han tomado lugar.

Los Foraminíferos planctónicos de formas globulares como *Heterohelix globulosa*, *Hedbergella sp* *Globigerinelloides spp* y *Whiteinella sp*. (Erlich, *et. al.*, 1999), sugieren ser los únicos organismos que lograron preservarse en la zona alterada. La presencia de cemento neomórfico como relleno de estos foraminíferos, es evidencia del régimen de compactación que afecta las rocas de la Formación Querecual. Aparentemente el cemento primario que fue precipitado al inicio en los foraminíferos, fue deformado y convertido en cemento neomórfico después del evento. El término neomórfico, se refiere asimismo a una transformación mineral. En el caso de un cemento neomórfico, los mosaicos cristalinos de calcita, son remplazados por un mosaico mas grueso, carente de límites intercristalinos (Bathurst, 1971).

La presencia de grandes cantidades de pellets, aproximadamente el 60% de la roca en la zona no alterada es una evidencia de un ambiente rico en alimentos en donde los organismos podían desarrollarse en un mar oxigenado. Existen estimaciones de temperaturas cálidas, las cuales permitían la existencia de nanofósiles a mediados y finales del Cretácico (Fassell, 1999). La ausencia de gran diversidad de organismos en las rocas de la Formación Querecual sugiere que los organismos causantes de los pellets, como copépodos y pterópodos los cuales poseen una concha aragonítica, fueron disueltos antes de llegar al fondo oceánico antes de ser preservados en estado fósil. La presencia de una rica fauna de nanofósiles en el Cenomaniense superior, en mares de E.E.U.U. (Fisher 1999), apoya la idea de un ambiente rico en alimentos en el Cretácico tardío para la época en que la Formación Querecual fue depositada.

Agregados de micrita, han sido identificados como pellets fecales de crustáceos, una variedad de la especie *Favreina sp*. (Bronnimann, 1955). Los pellets son redondos, ovalados y en secciones longitudinales pueden ser observados en formas rectangulares y tienen un diámetro promedio de 0.5 mm. La clasificación de este tipo de coprolitos ha sido realizada gracias a la presencia de 5 canales esféricos, los cuales representan canales internos en los pellets de la Formación Querecual.

Este tipo de coprolito ha sido clasificado como una huella fósil problemática del Cretácico y del Paleoceno (Graham, 1963). *Favreina* es una especie común en el Jurásico Superior y el Cretácico (Cullievier and Bassoullet, 1968; Scoffin, 1973). Los canales de calcita encontrados en los coprolitos representan canales realizados en procesos de la parte inferior del estómago de los crustáceos del tipo Anomuranido, como langostas y relativos de cangrejos (Scoffin, 1973; Ebli, 1990; Kennedy *et al*, 1969). Algunos autores han clasificado el tipo de Anomuranido como de la especie *Callianassa sp*. (Stanley *et al*. 1985; Weimer *and Hoyt*, 1964; Graham, 1963).

Restos de la especie *Callanassia sp*. y *Gaasteroclupea sp.*, han sido halladas en la localidad del Río Navay (Macellari *et. al.*, 1986). En muchos de los casos, *Favreina sp*. ocurre en asociación de

talasinoides realizados por crustáceos de la especie *Callianassa sp.* y estas estructuras han sido interpretadas como de ambiente nerítico somero (Weimer, 1964; Kennedy 1969) a pesar que los crustáceos modernos como langostas y cangrejos pueden ubicarse en ambientes desde costero hasta abisal ([www.museum.vic.gov.au/crust/hermbiol.html](http://www.museum.vic.gov.au/crust/hermbiol.html)). La carencia de talasinoides en las rocas de la Formación Querecual, sugieren que estos pellets fueron depositados en el momento que dichos organismos se encontraban nadando. Los crustáceos del tipo Anomuran, desarrollaron adaptaciones para poder nadar, caminar y escalar, a finales del Jurásico (Brooks, 1969). Los fragmentos esqueléticos de estos organismos, son encontrados frecuentemente en condiciones de enterramiento rápido, en sedimentos ricos en materia orgánica así como en las arcillas negras del Triásico y Jurásico Superior, pero se desintegran rápido en el agua (U. of Kansas and GSA, 1953). La ausencia de estas conchas aragoníticas sugiere la disolución de las mismas antes de llegar al fondo del océano.

La pirita es comúnmente conocido por ser un mineral poco estable y muy común en lutitas marinas precipitadas bajo condiciones reductoras (Nesse, 2000). En el caso de las rocas de la Formación Querecual, el núcleo de pirita evidencia anoxia en el ambiente de depositación. Cuando no hay oxígeno en el agua, bacterias reductoras de sulfato producen  $\text{HS}^-$  que reacciona con  $\text{Fe}^{+2}$  precipitando pirita (Clark, 2003). Sulfuros de hierro como marcasita y pirita son comunes en ambientes de reducción bacteriana ya que el hierro se adhiere a ambientes de enterramiento muy someros durante el proceso de reducción bacteriana (Machel, 2001). La marcasita en arcillas y calizas suele precipitar a bajas temperaturas y en forma de masas concrecionales (Nesse, 2000). La presencia de marcasita y pirita es una evidencia de cambios en el pH del ambiente, por encima y por debajo de 5 (Mavrogenes, 1989).



La presencia de yeso en la corteza de las concreciones evidencia un cambio de un ambiente reductor a un ambiente oxidante. En bajas temperaturas y ambientes aeróbicos, el oxígeno es el factor que oxida las moléculas de S y las convierte en  $\text{SO}_4^-$ , (Machel, 2001). El yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) es uno de los minerales evaporíticos más comunes en todo tipo de ambientes sedimentarios donde la evaporación excede la precipitación (Eckardt and Spiro, 1999). En muchos de los casos el yeso es propenso a deshidratarse produciendo agua y anhidrita. La anhidrita, puede transformarse en yeso a través de la absorción de agua en el sistema (Testa *et. al.* 2000). La presencia de cristales de tipo columnar combinados con la ausencia de oxidación de la pirita, sugiere que este mineral en las concreciones de la Formación Querecual fue depositado bajo condiciones marinas y no es producto de la meteorización del afloramiento (figura 29).

La producción orgánica de sulfato de manera directa, ocurre a través de la asimilación de las plantas y procesos microbiológicos en donde el sulfuro orgánico es sintetizado y este residuo biológico tienen una

señal isotópica de  $\delta^{34}\text{S}$  que se encuentra alrededor de 1‰, como es el caso de nuestras rocas de la Formación Querecual (Hoefs, 1980). El fraccionamiento del azufre depende del metabolismo de bacterias en el proceso de reducción bacteriana que toma lugar cerca a la superficie del fondo marino. La reducción del sulfato (del agua de mar naturalmente enriquecida en  $\text{SO}_4^{2-}$ ) a sulfuro permite la precipitación de piritita y marcasita.

Los incrementos en la señal isotópica de  $\delta^{34}\text{S}$ , pueden ser asociados con la formación de minerales en aguas marinas ya que la reducción bacteriana toma lugar cerca de la superficie del fondo oceánico pero la piritita precipita a mayores profundidades (Anderson, 1984). En el caso de las rocas de la Formación Querecual, la señal isotópica obtenida refleja resultados cercanos a 1‰. Estas señales sugieren que la reducción bacteriana está aproximadamente a 30 cm por debajo de la superficie del fondo marino. En el caso del yeso, los resultados de la señal isotópica obtenida se encuentran en promedios contenidos entre  $\delta^{34}\text{S}$  desde +10‰ a -50‰, reflejando una procedencia marina en contraste a las respuestas evaporíticas que se encuentran alrededor de  $\delta^{34}\text{S}$  desde +50‰ a +10‰ (Anderson, 1984).

La existencia de una fauna limitada a la presencia de foraminíferos acompañada de concreciones cuya mineralogía evidencia ambientes reductores y oxidantes, podría tratarse de zonas de mínimo oxígeno (ZMO) en los cuales los niveles de oxígeno son menores a 0,1 mililitros de oxígeno por litro de agua. Estas zonas están caracterizadas por faunas reducidas a foraminíferos y bacterias tales como *Thioploca* las cuales son capaces de reducir y oxidar el azufre utilizando el nitrógeno del ambiente y de sus tejidos (Levin, 2002). La existencia de langostinos en niveles superiores a los cuales se depositaron las rocas de la Formación Querecual, se encuentra evidenciada por la presencia de coprolitos del tipo *Favreina sp.* Por encima de los niveles de (ZMO) es común la presencia de este tipo de fauna acompañada de otros crustáceos y gusanos (Levin, 2002).

En el caso de la petrografía de las secciones finas de la Formación Nisku, se pueden observar diferentes tipos de cementos en las estructuras estromatactis, las cuales evidencian diferentes etapas de cementación. Es muy común observar 3 tipos de cementos, descritos desde la parte externa hacia la parte interna, las estructuras están compuestas por cemento fibroso, en contraste con cemento columnar y en algunos casos las cavidades están rellenas de un cemento tipo bloque.

La ocurrencia de cemento fibroso hacia la zona externa de la roca, evidencia una sedimentación temprana de la roca, además este tipo de cemento es de origen marino y evidencia una primera etapa de cementación en la roca (Tucker 1990). Una segunda etapa de cementación es evidenciada por cementos

columnares (también de origen marino) y una tercera etapa es evidenciada por un cemento tipo bloque, que tiene un origen meteórico.

En el caso de la dolomita presente en las rocas de la Formación Nisku, el origen de la misma no ha sido estudiado sin embargo, es atribuida en parte a interacción de fluidos presentes en la roca durante la diagénesis tardía de la Formación (Machel, 1983). En el caso de este estudio de investigación, se puede observar que la dolomita ocurre alrededor de las fracturas de origen tardío. Esto es indicio de la interacción de los fluidos dolomitizantes en esta etapa de la roca.

La presencia de dolomita que separa los corales de cementos marinos sugiere la existencia de fluidos que pudieron circular en la parte exterior de los corales y de los organismos responsables de la formación de estromatolitos. Una explicación a este proceso podría ser la existencia de clastratos en las zonas inferiores de los corales y al estos derretirse dejaron el espacio que fue rellenado mucho más tarde durante la diagénesis tardía de la formación.

En el caso de las rocas que se encuentran constituidas por corales y equinodermos dentro de una matriz completamente dolomitizada, se podría pensar que la precipitación de la misma ha sido in situ ya que la presencia de clastratos saturaría el sistema de tal manera que proporcionaría las condiciones necesarias en el sistema para precipitar dolomita de manera natural. Machel y Montojoy sugieren que los fluidos dolomitizantes fueron de aguas calidas que probablemente estuvieron relacionadas con la reducción termoquímica de sulfato por petróleo. En este caso representarían fluidos tardíos asociados con la expulsión de petróleo de rocas circundantes.

Sin embargo, los análisis realizados a través de la microsonda muestran cristales de dolomita en cuyo interior se pueden observar remanentes de calcita, este fenómeno es propio de dolomitas productos de sustitución.

La presencia de dos tipos de dolomita, diferenciadas en el contenido de magnesio puede ser atribuida al proceso de formación por el cual han sido sometidas. Es probable que este fenómeno guarde relación con las dos teorías propuestas en cuanto al proceso de formación de dolomita en las rocas de la Formación Nisku. Los procesos de formación de la dolomita son muy complejos y requieren de estudios más profundos que los expuestos en este trabajo.

La presencia de cementos tipo chevron en espesores superiores a los 30 cm no guardan relación con los procesos de cementación de este tipo de estructuras. En los procesos de formación de este tipo de estructuras se plantea la existencia de un espacio vacío (en algunos casos por disolución de materia

orgánica) el cual ha sido rellenado por calcita de hábitos fibrosos o columnares. En el caso de las estructuras presentes en la Formación Nisku, se plantea la pregunta ¿cómo pudieron estar vacíos estos espacios y sostener los metros de sedimentos que posteriormente se depositaron en el mismo sitio?. Una respuesta planteada para este tipo de preguntas, fue expuesta por Krause (2001) donde plantea la existencia de clastratos capaces de soportar estos sedimentos depositados y posteriormente cementados.

Los resultados isotópicos en carbonatos marinos son una función del  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  y del agua en donde se desarrollaron los organismos. Las señales isotópicas obtenidas para  $\delta^{13}\text{C}$ , no son solamente interpretadas en términos de la cantidad de reducción de sulfatos y la formación de metano en la producción del mismo, según las referencias, la señal isotópica se incrementa en función de la profundidad. Los análisis de isótopos estables de carbono en los carbonatos de la Formación Querecual presentan señales de  $\delta^{13}\text{C}$  desde  $-1.7\text{‰}$  a  $0.7\text{‰}$  en la zona alterada y la zona no alterada, y en los carbonatos de la Formación Nisku, presentan señales de  $\delta^{13}\text{C}$  desde  $0.8\text{‰}$  a  $3.8\text{‰}$ , ambos consistentes con las señales isotópicas de origen marino (Hoefs, 1980).

En el caso de las respuestas isotópicas de los isótopos de oxígeno, trabajos realizados por Hoefs (1984) y Tucker (1990) reportan en carbonatos de origen marino, señales isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-1.8\text{‰}$  y  $0.4\text{‰}$ . Estos resultados no son consistentes con los resultados obtenidos en las rocas en la Formación Querecual y la Formación Nisku los cuales son  $\delta^{18}\text{O}$  desde  $-11.8\text{‰}$  a  $-10.3\text{‰}$  y  $-9.1$  a  $-5.1$  respectivamente. Estas señales según las referencias, describen ambientes meteóricos o de zonas de vadosa o hidrotermales. Carbonatos de la Formación Golden Spike presenta señales isotópicas bastantes pobres en  $\delta^{18}\text{O}$  y han sido atribuidas a un reequilibrio a elevadas condiciones de enterramiento (Tucker, 1990).

Una propuesta a este tipo de resultados en el caso de la Formación Querecual, puede ser atribuido a la interacción de las rocas con aguas meteóricas durante los eventos tectónicos o podría tener la misma procedencia de las respuestas isotópicas halladas en la Formación Golden Spike estudiadas por Watts (Tucker en 1990). Otras dos explicaciones discutidas con el profesor Federico Krause podrían ser:

- a- liberación del agua contenida en los poros de las arcillas en el momento que los sedimentos de la Formación Querecual fueron sedimentados.
- b- Presencia de hidratos de gas en el momento que se deposito la Formación Querecual y la Formación Nisku.

Por otro lado estudios anteriores demuestran que la señal isotópica tiende a decrecer al aumentar la edad geológica y al mismo tiempo esta señal en carbonatos y algunos cherts no representa ni la temperatura ni la señal isotópica del agua en el cual precipitaron ya que las rocas se encuentran en continuo intercambio con aguas templadas y de señal isotópica ligera (aguas meteóricas).

La leve disminución en la señal isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  puede ser observada en la zona no alterada de la Formación Querecual, la cual puede ser atribuida a la alteración de la materia orgánica dentro de esta zona en relación a la otra zona en la cual los pellets han sido alterados por los eventos post depositacionales de la roca.

En el caso de los resultados obtenidos a través de la técnica de CL, las aguas marinas contienen poco contenido de manganeso, cuando la calcita pasa por un proceso de neomorfismo, minerales activadores interfieren en este proceso adhiriéndose a los cristales de calcita, sin embargo las respuestas luminiscentes en las rocas, pueden ser atribuidas en cambios en la química del agua dentro del poro (Tucker, 1990).

En el caso de las rocas de la Formación Querecual no se observa ningún patrón en las rocas y cementos precipitados en la misma. Solamente puede ser observada una pequeña disminución en la intensidad de la luminiscencia en la zona laminada la cual puede ser atribuido a la presencia de minerales en las arcillas de las laminas presentes. La presencia de hierro en la muestra queda descartada ya que los análisis realizados a través de la microsonda reflejan resultados en los cuales la presencia de este mineral es mínima.

En el caso de la Formación Nisku se pueden observar que los cementos tardíos son aquellos que poseen mayor luminiscencia. Dicha luminiscencia puede ser atribuida a la mineralogía del agua que tenían dichas rocas en el momento que el cemento tardío fue precipitado. Dicha luminiscencia sugiere la presencia de minerales activadores en las aguas que rodeaban las cavidades antes de precipitarse el cemento de tipo bloque. La diferencia de luminiscencia que existe entre los cementos fibrosos y columnares con los cementos tipo bloque sugiere un ambiente de depositación diferente, al mismo tiempo los cementos columnares poseen diferente luminiscencia que los cementos fibrosos evidenciando dos estados de formación diferentes.

La buena preservación de las paredes de los corales y otros organismos bajo la luz del CL en contraste con luz transmitida, es una evidencia que los organismos han sido alterados por procesos de cementación de los carbonatos. La cementación de los organismos y la roca en si, altera las fabricas primarias de los

mismos tanto en la Formación Querecual como en la Formación Nisku. En el caso de la Formación Nisku este hecho se encuentra evidenciado por la buena preservación de las paredes de los corales bajo la luz del CL.

La presencia de hierro en las muestras de la Formación Querecual es a través de la pirita, marcasita y arsenopirita. Estos serían los minerales causantes de la supresión de luminiscencia en la formación Querecual, pero debido a la homogénea distribución de estos minerales a lo largo de la muestra (a excepción de las concreciones), el origen de la disminución de la luminiscencia en la zona laminada puede ser atribuido al tipo de alteración sufrida en esta zona.

En la zona laminada de las muestras de la Formación Querecual los cementos neomórficos tienen la misma luminiscencia tanto dentro de los foraminíferos como afuera de los mismos, esto sugiere la misma procedencia. En el caso de los pellets de la especie *Favreina sp.*, en la zona no alterada, tienen la misma luminiscencia que el resto de los pellets y que de la matriz calcárea en donde se encuentran contenidos. En el caso de las paredes de los foraminíferos, la presencia de mayor luminiscencia puede ser atribuida a que ciertas cantidades de manganeso pudieron adherirse a estas conchas calcáreas en el momento de la diagénesis de la roca, ya que durante la diagénesis es usual que algunos fragmentos de manganeso se adhieran a cristales de calcita, especialmente cuando el espacio de poro es reducido y cuando existe la presencia de magnesio en la roca (Tucker, 1990).

En el caso del afloramiento de la Formación Querecual es difícil determinar alguna secuencia de depositación debido a la carencia de estructuras presentes, sin embargo en los núcleos de la Formación Nisku se pueden observar ciclos donde la formación ha sido expuesta a la meteorización. El karst de la roca es una evidencia de exposición subaérea de la formación. La presencia de estromatopóridos columnares hacia el tope de la formación evidencia una disminución del nivel del mar a niveles menos profundos en el momento que la Formación Nisku estaba siendo depositada (apéndice 2). Estos procesos no han sido observados en la Formación Querecual.

Haciendo un análisis de los resultados obtenidos a través de las correlaciones matemáticas, se puede observar que los cálculos muestran una baja correlación entre las medidas de las estructuras y las respuestas petrofísicas estudiadas. Para el caso de las correlaciones matemáticas realizadas en toda la sección, se puede observar que el coeficiente más alto corresponde con el registro de resistividad RHOB, a pesar de ser negativo. A pesar del alto coeficiente de correlación obtenido matemáticamente para este registro, el mismo no ha sido tomado en cuenta ya que sus valores se mantienen constantes en casi toda la sección estudiada. Omitiendo los resultados obtenidos de las correlaciones estudiadas para los registros de RHOB (por las razones anteriormente explicadas), se obtiene que las medidas de las

estructuras guardan mayor relación con el registro neutrón que con el resto de los registros petrofísicos estudiados para el caso de las medias de correlación a lo largo de toda la sección.

En el caso de los cálculos realizados hacia el tope de la sección, omitiendo los resultados de RHOB, se obtiene una buena correlación para el registro Neutrón (coef = 0,38) y muy baja correlación para el caso de los registros de resistividad SFL y LLD ambos de coef = 0,05.

En el caso contrario, donde las medidas han sido llevadas a cabo en la base de la sección, se puede observar un resultado totalmente opuesto al caso anterior en donde los resultados arrojan una mayor correlación en los registros de resistividad SFL y LLD de coef= 0,34 y 0,31 respectivamente, mientras que el registro neutrón arroja resultado de coef= 0,14.

Para el caso del registro de densidad los valores en los tres casos es bastante bajo. En el caso de los análisis cualitativos realizados sobre los gráficos 49 y 48 se puede observar que hay una tendencia similar en los máximos y mínimos de los mismos a pesar de que los coeficientes de correlación sean tan bajos.

En el caso de los gráficos de resistividad SFL y LLD los registros tienen mayor correlación a partir de los 2420 metros de profundidad hasta la base de la sección, mientras que en el tope de la sección los registros parecen no tenerla, sin embargo los altos y mínimos durante toda la sección, correlacionan con las medidas de las estructuras.

En el caso de los registros petrofísicos de densidad y neutrón, vs. las medidas de estructuras, de manera cualitativa se puede observar una buena correlación entre los máximos y mínimos a lo largo de todo el registro. Este resultado está soportado por los resultados de las medidas matemáticas en el caso del tope de la sección en donde el coeficiente de correlación es de 0,38. En el caso de los estudios realizados en la base de la sección, los resultados no están soportados por los resultados matemáticos en donde se obtiene un coeficiente de correlación de 0,09. Este resultado puede ser atribuido a un pequeño desfase que se puede observar en los dos registros del gráfico 49.

Se puede decir que los registros petrofísicos son respuestas ante diferentes propiedades de la roca que de alguna manera podrían afectar los resultados elaborados en este estudio. Para llevar a cabo un estudio detallado de la correlación de estas respuestas estudiadas, es necesario aplicar un filtro que permita enfocar el objetivo en cuestión.

## CONCLUSIONES

Para realizar conclusiones con respecto a la presencia o no de hidratos de gas en el momento que la Formación Querecual fue depositada, es necesario hacer análisis con respecto al ambiente en el cual se depositó esta Formación. Al mismo tiempo, debido a que la teoría estudiada, no ha sido totalmente comprobada, es necesario corroborar la teoría inicialmente propuesta con respecto a las estructuras estromatactis encontradas en la Formación Nisku.

A pesar de que las estructuras asociadas a la presencia de clastratos no han sido identificadas en la Formación Querecual, las evidencias geológicas apuntan condiciones de profundidad para la formación de hidratos de gas y además los resultados de los análisis realizados son similares a los de la Formación Nisku que si presenta dichas estructuras.

La existencia de tres tipos de cementos calcáreos así como la disposición geométrica de las estructuras estromatactis en la Formación Nisku, apoyan la teoría expuesta inicialmente en donde las estructuras están relacionadas con la formación de clastratos. Las estructuras estromatactis en el pozo 6-12-52-9W5 se encuentran localizadas en la zona que fue depositada a mayor profundidad, favoreciendo la formación de clastratos.

Existen dos tipos de dolomita en la Formación Nisku, una se encuentra directamente asociada con microfracturas y presencia de petróleo en las rocas de la Formación. Este tipo de dolomitización es producto de la interacción de fluidos circulando en la roca como producto de la mezcla de aguas salobres durante la etapa karstica a la cual fue sometida la formación. El otro tipo de dolomitización existente presente en toda la matriz de la roca y que no afecta las estructuras estromatactis puede ser un producto diagenético dentro de los procesos de la Formación Nisku. Existen muy pocas evidencias para proponer la presencia de clastratos como los causantes de este tipo de dolomitización.

Basado en los resultados de isótopos estables, se encuentran similitudes entre la Formación Querecual y la Formación Nisku que pueden evidenciar la presencia de clastratos en la Formación Querecual.

A través de los análisis petrológicos, se evidencian dos patrones de fracturamiento en la Formación Querecual. El primero se presenta en el momento que las rocas de la Formación Querecual no habían sido totalmente sedimentadas y es producto de compactación en el sistema. El segundo evento tectónico ocurre posterior a la sedimentación de la roca y puede atribuirse a la descompensación de la roca al momento de aflorar dando como resultado un conjunto de diaclasas paralelas que fueron rellenadas

posteriormente. Las concreciones de la Formación Querecual son producto de la diagénesis temprana durante la sedimentación de la misma y gracias a ello no son afectadas por el fracturamiento.

Basados en los resultados petrológicos y análisis de isótopos estables, se concluye que las concreciones de la Formación Querecual son producto de la diagénesis temprana a la cual es sometida la roca. Este proceso está evidenciado por la presencia de pirita, marcasita y yeso, ambos como producto de reducción bacteriana y oxidación. Además se pueden observar texturas primarias preservadas en la corteza calcárea de las concreciones. Debido a la sedimentación temprana de las concreciones, estas no fueron afectadas por el primer proceso tectónico anteriormente mencionado.

La existencia de poca diversidad de fauna y el enriquecimiento en microfauna, la existencia de reducción y oxidación de sulfatos, la presencia de un ambiente con características anóxicas y la evidencia de la existencia de crustáceos en niveles sugieren que la Formación Querecual fue depositada en una zona de mínimo oxígeno (ZMO) donde una gran contribución del material es de origen pelágico.

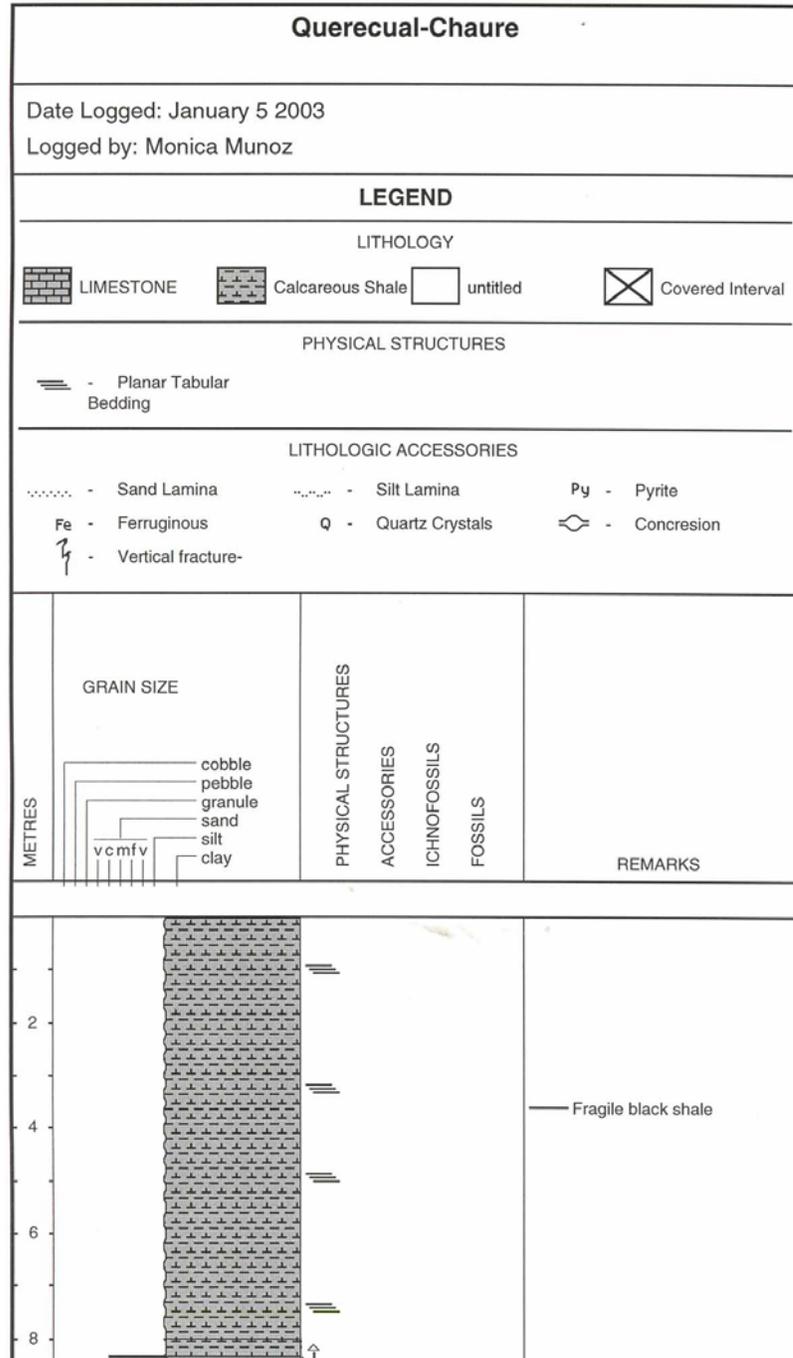
Los registros petrofísicos correlacionan cualitativamente con las estructuras estromatactis que presentan cavidades abiertas. Dicha relación es directamente proporcional en el caso de los registros de resistividad, neutrón y resistividad, es decir, que la señal de los registros, se incrementa debido a la presencia de dichas estructuras.

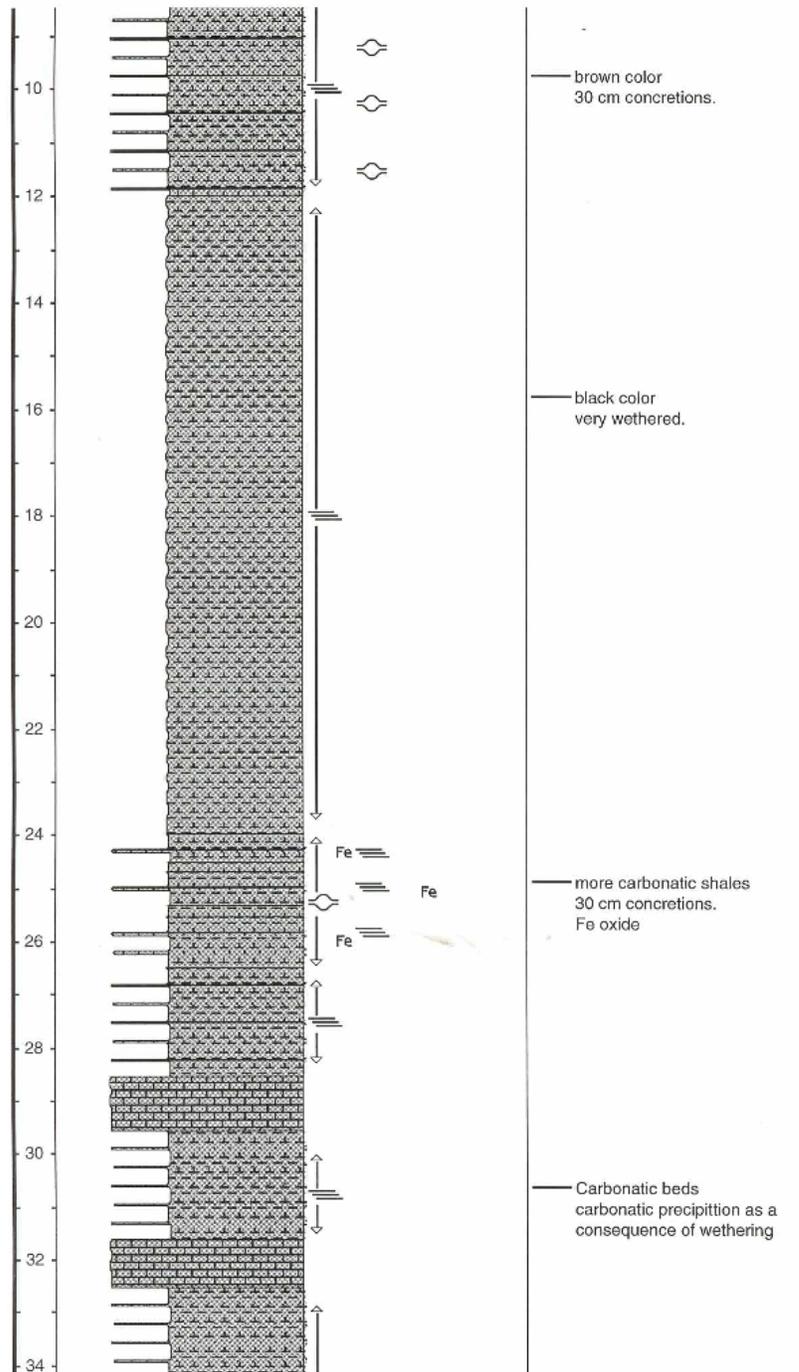
Debido a que los procesos de dolomitización en carbonatos son muy complejos, se recomienda realizar un estudio más profundo con respecto a este punto.

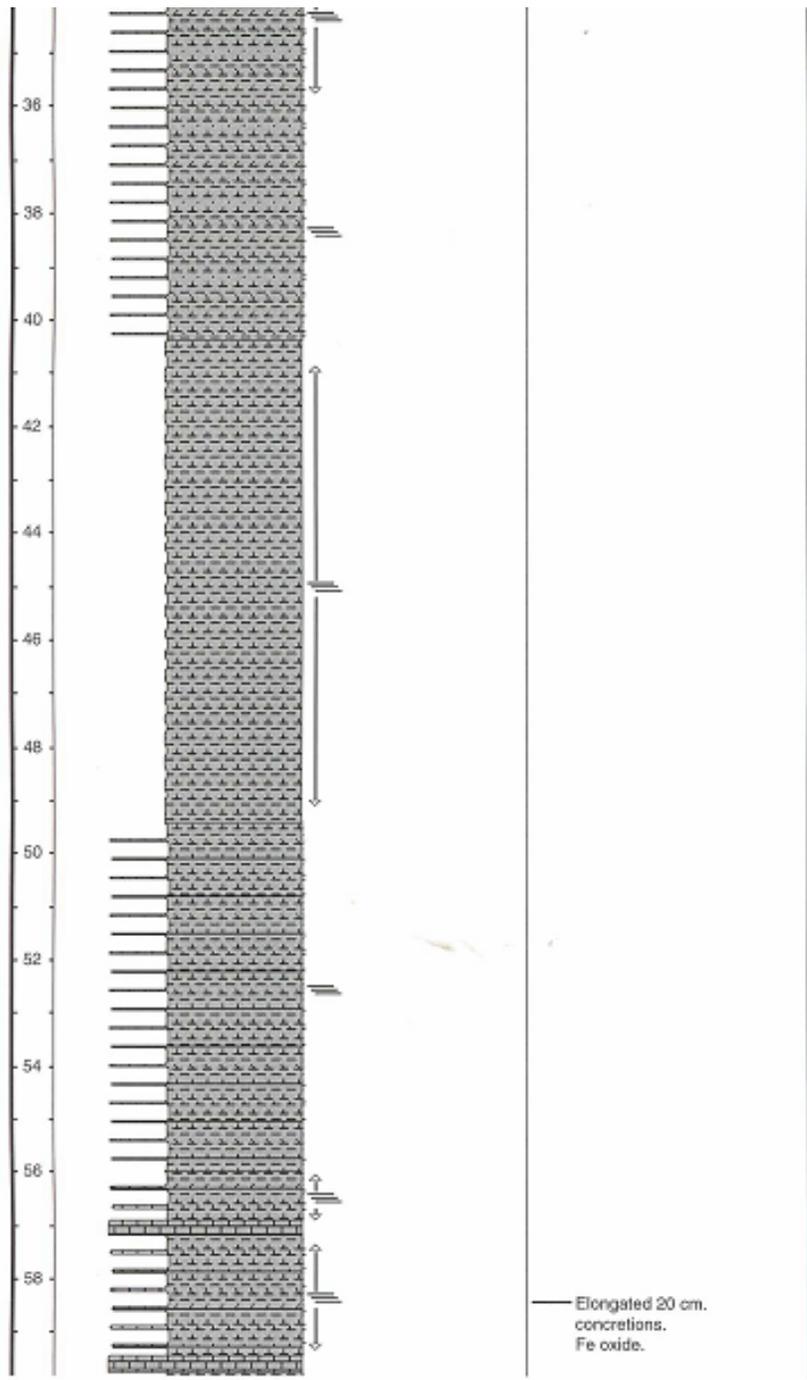
Para determinar la existencia o no de clatratos en el momento que la Formación Querecual fue depositada, es necesario hacer un estudio más detallado con respecto al tema y buscar otro tipo de evidencias adicionales a la presencia de estructuras de tipo estromatactis.

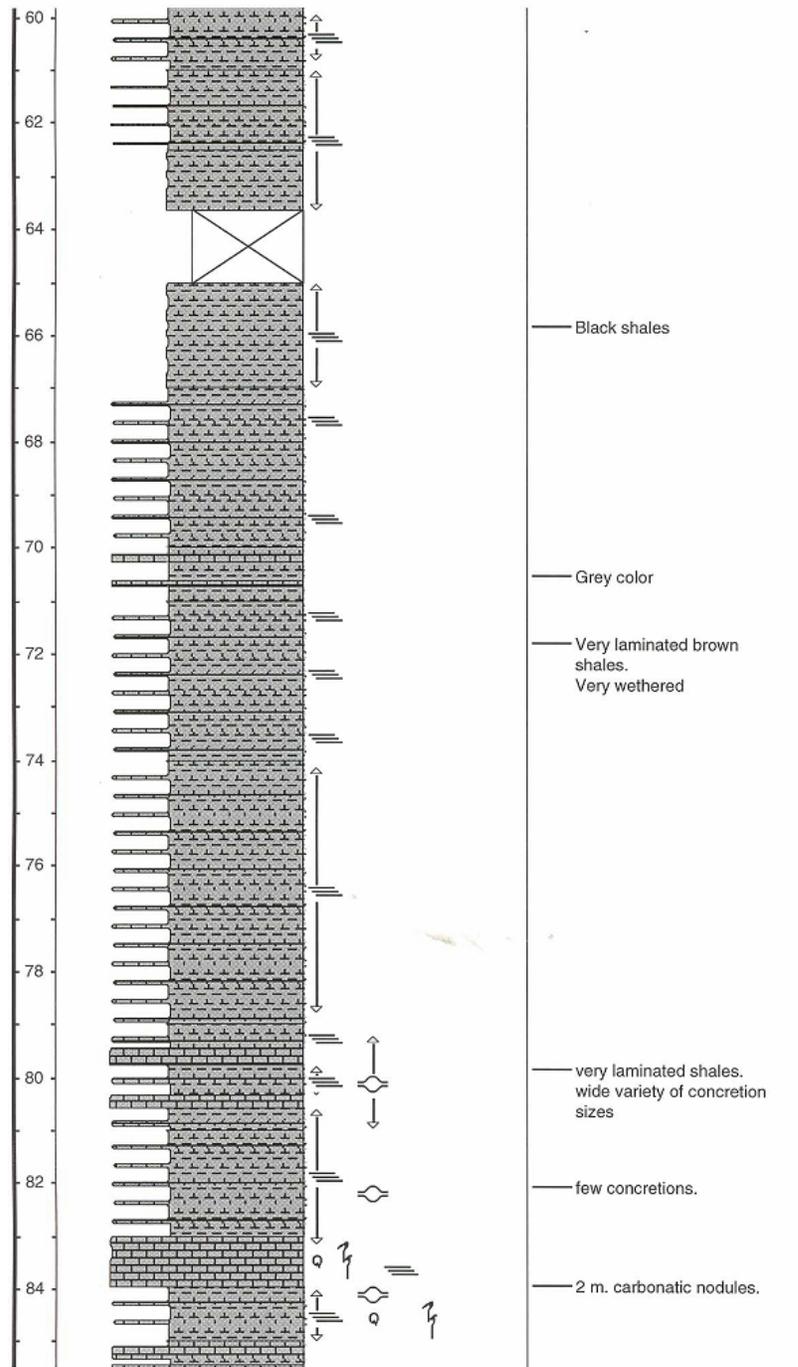
# APENDICES

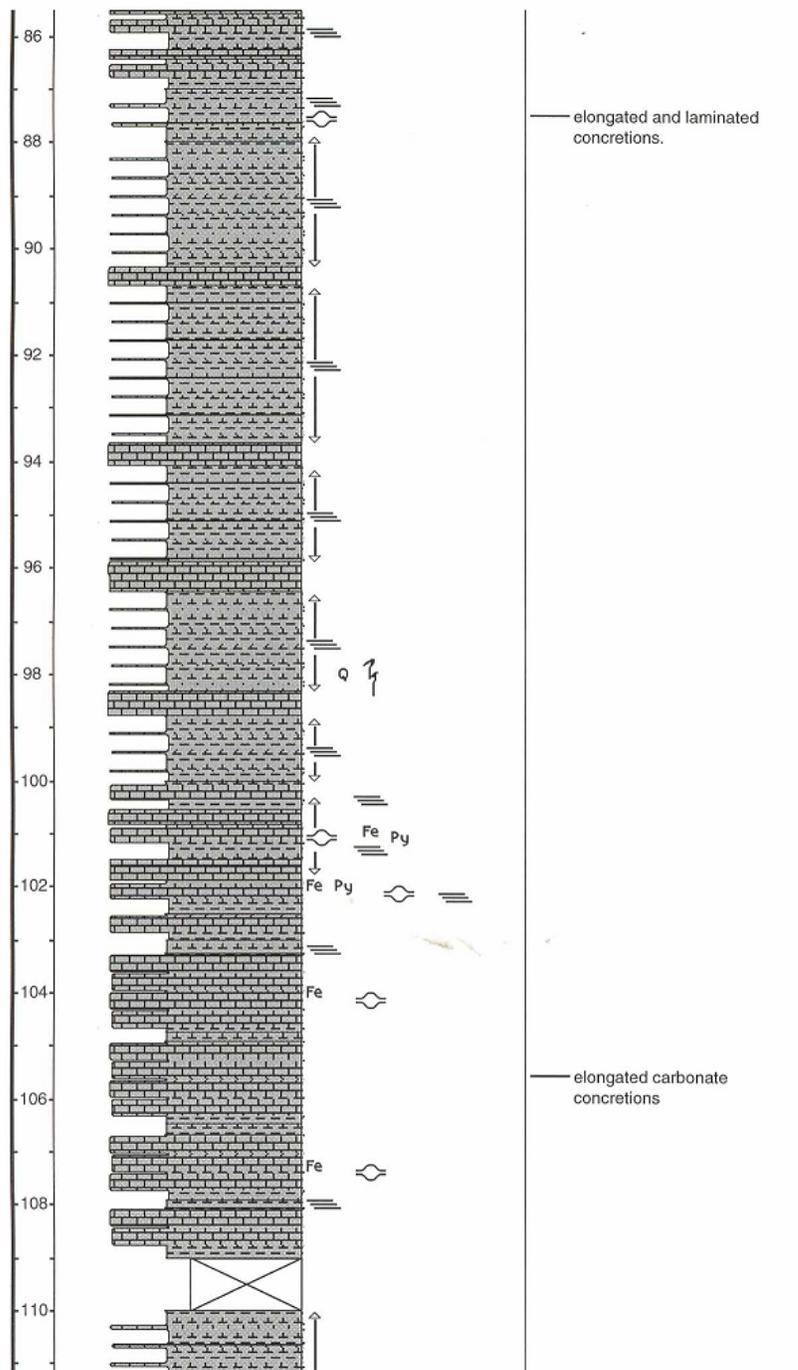
A- Levantamiento de la sección de la Formación Querecual en afloramiento de El Chaure llevada a cabo el 5 de enero de 2003 por el autor. (Traducción de leyenda al final del apéndice 2)

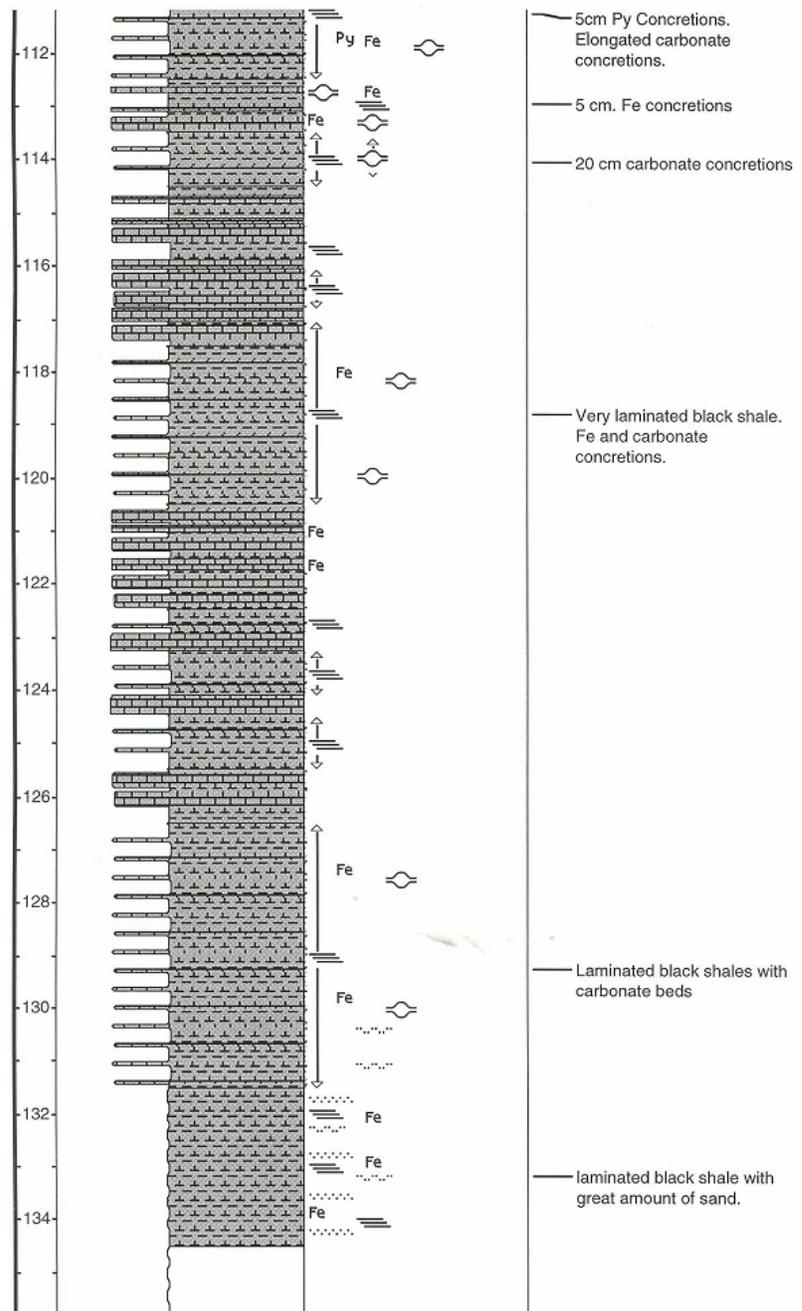






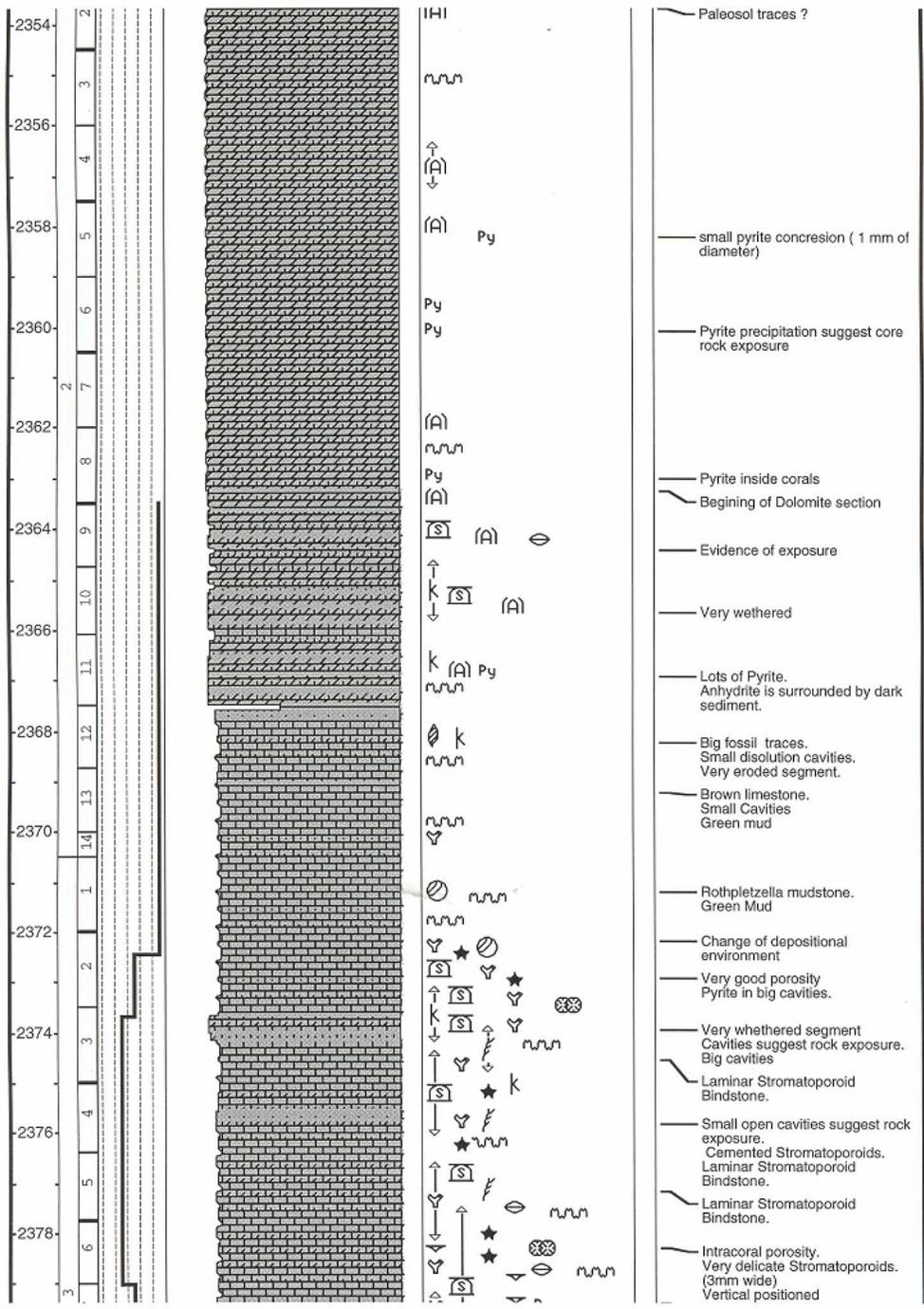


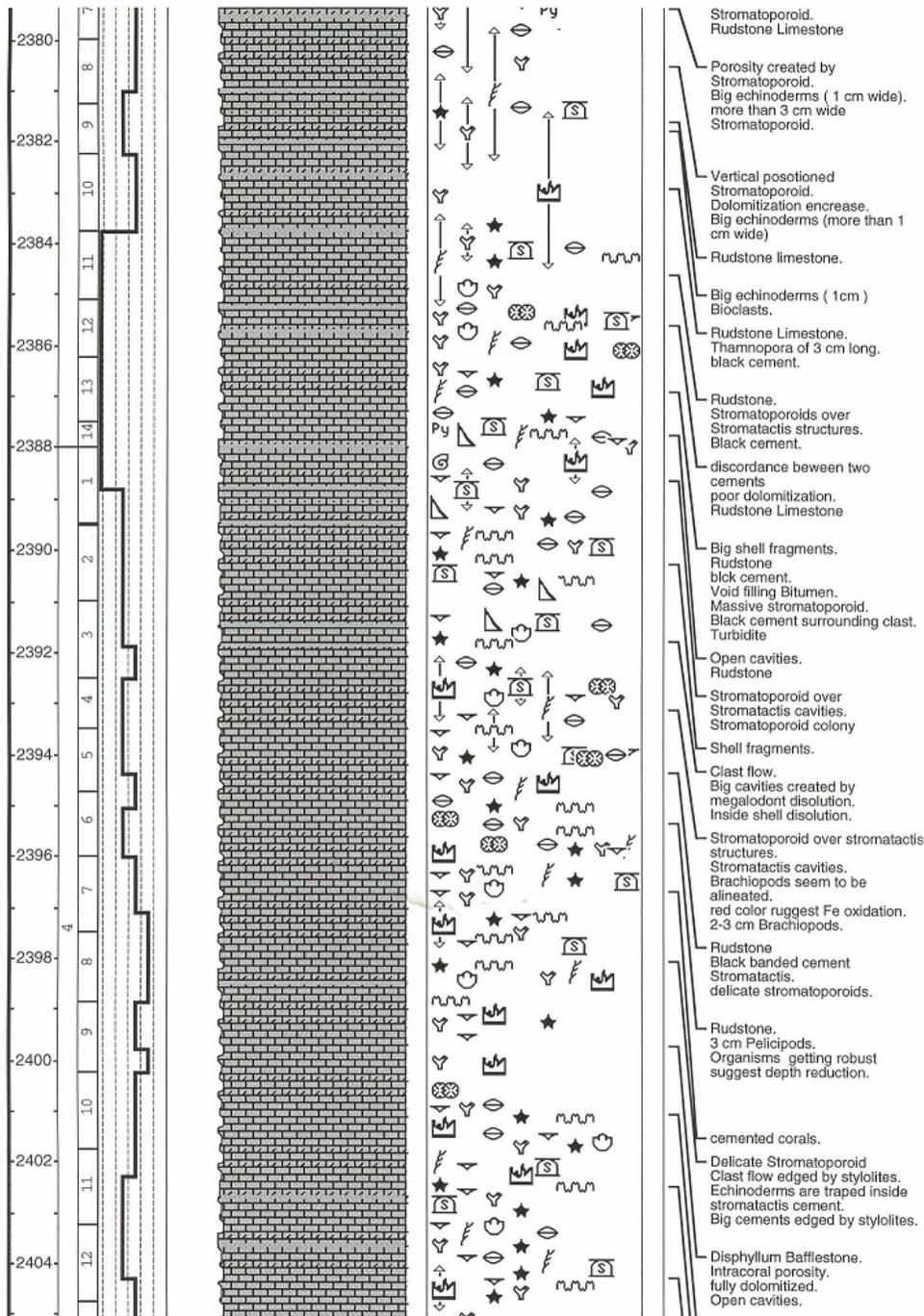


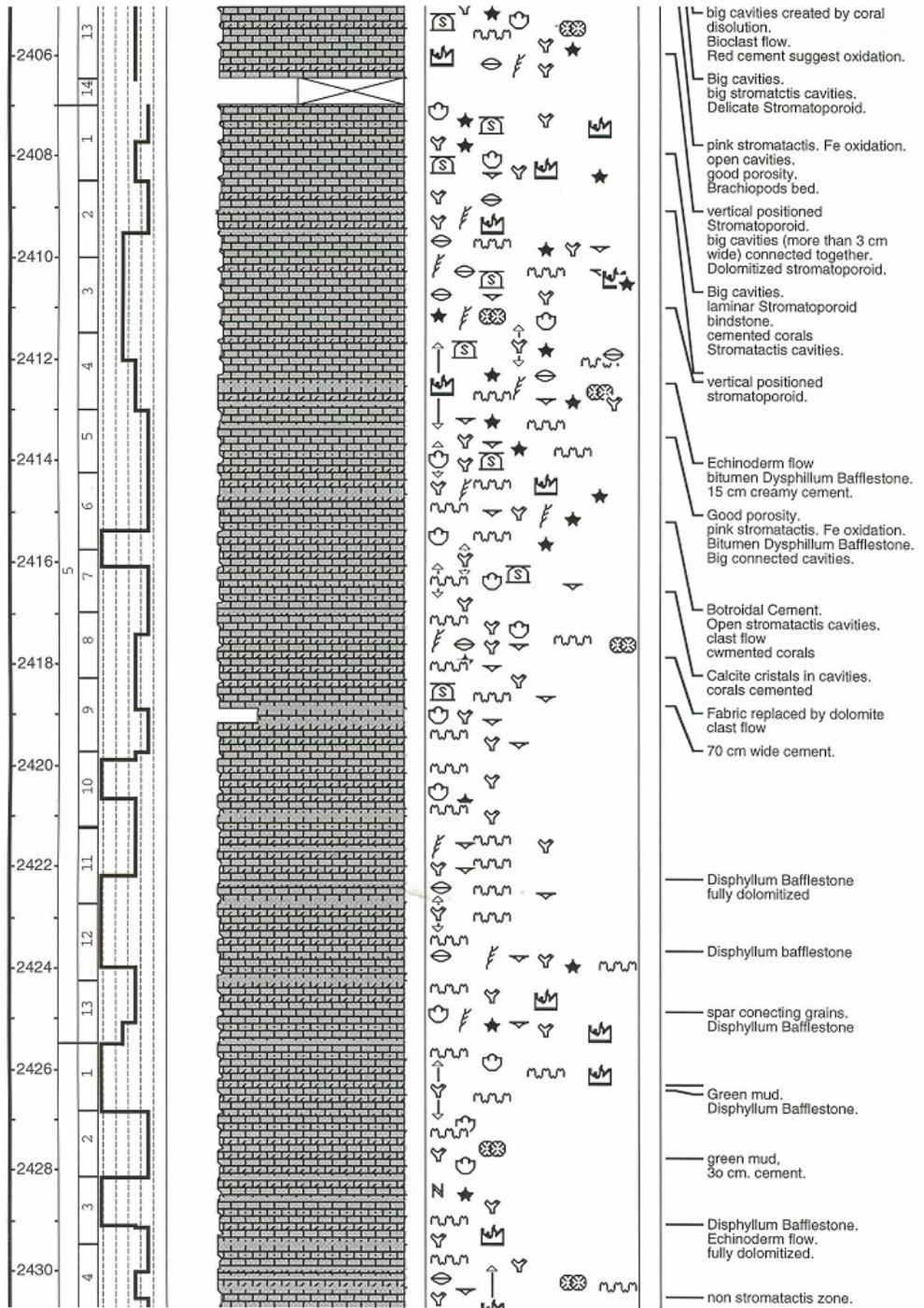


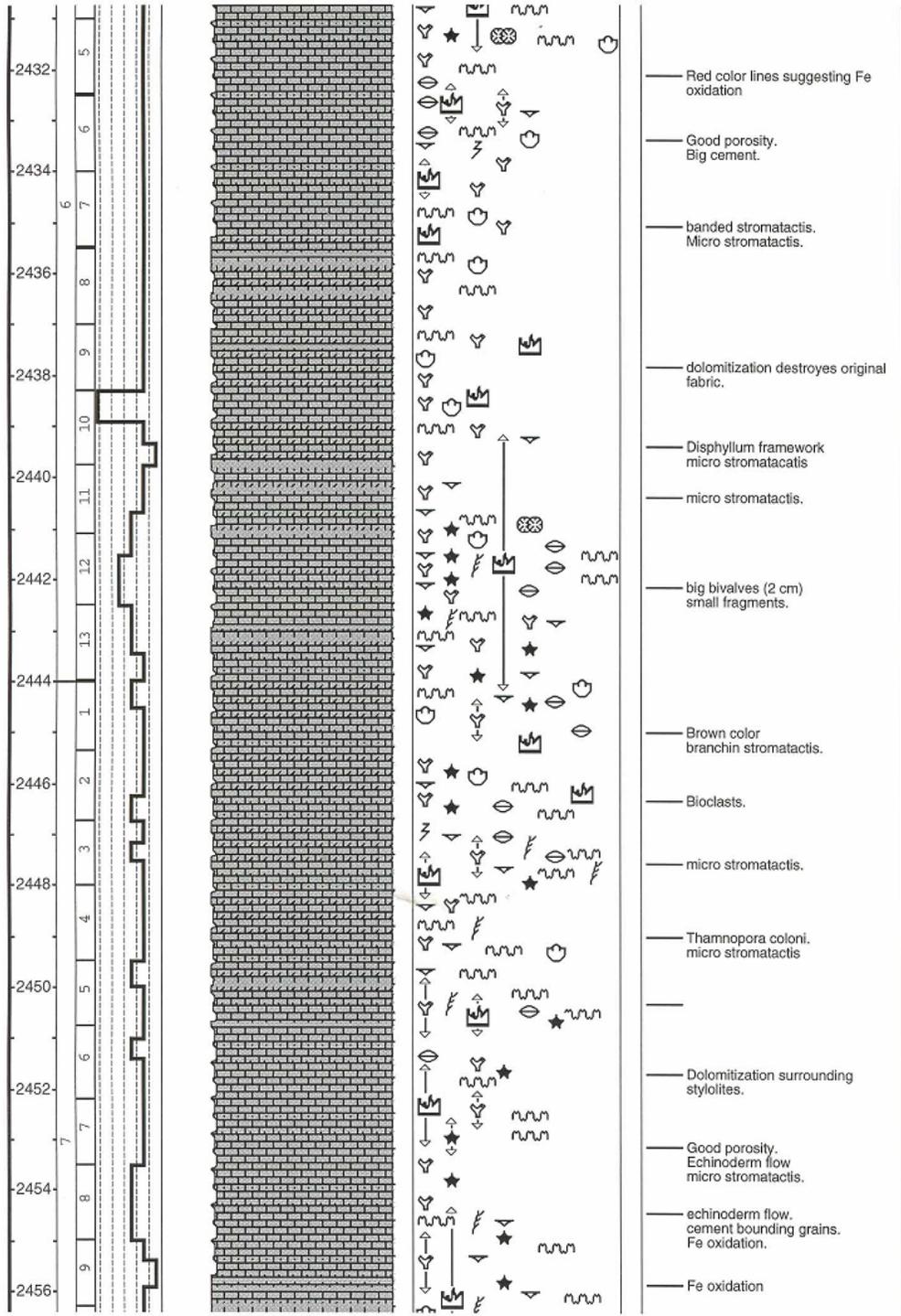
B- Descripción del núcleo del pozo 6-12-52-9W5, Texaco Bigoray de la Formación Nisku

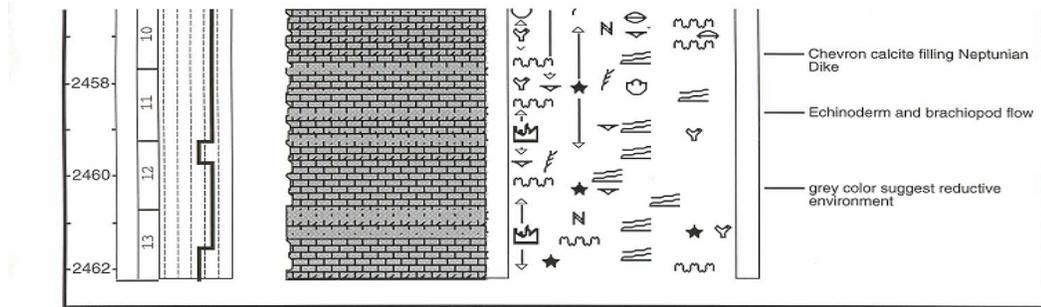
<p style="text-align: center;"><b>Texaco-Bigoray</b> 6-12-52-9w5</p>										
<p>Date Logged: November 2002                      Logged by: Monica Munoz                      Ground: 0.00 m      KB: 0.00 m                      Remarks:</p>										
LEGEND										
LITHOLOGY										
	LIMESTONE		Dolomitic Lst		Calcareous Dolst		Lost Core			
PHYSICAL STRUCTURES										
	- Inclined bedding		- Fractures		- Stylolites					
	- stromatactis < 1cm high		- Stromatactis > 1cm high		- Neptunian dike					
	- karst		- Anhydrite							
LITHOLOGIC ACCESSORIES										
	- Pyrite									
FOSSILS										
	- Brachiopods		- Rugose Coral (Disphylum)		- Rothpletzella					
	- Corals (Tabulate)		- Crinoids		- Thamnopora					
	- Molluscs (undifferentiated)		- Cephalopods		- Gastropods					
	- Stromatoporoids (laminar/tabular)		- Megalodont-							
METRES	CORE AND BOX	TEXTURE	GRAIN SIZE	BIOTURBATION INTENSITY	PHYSICAL STRUCTURES	ACCESSORIES	ICHNOFOSSILS	FOSSILS	BITUMEN STAIN	REMARKS
2352	1	boundstin grainstin packstin wickstin mudstin	vc mfv cobble pebble granule sand silt clay		(A) ~~~ (A) ~~~ ~					Big anhydrite concretion











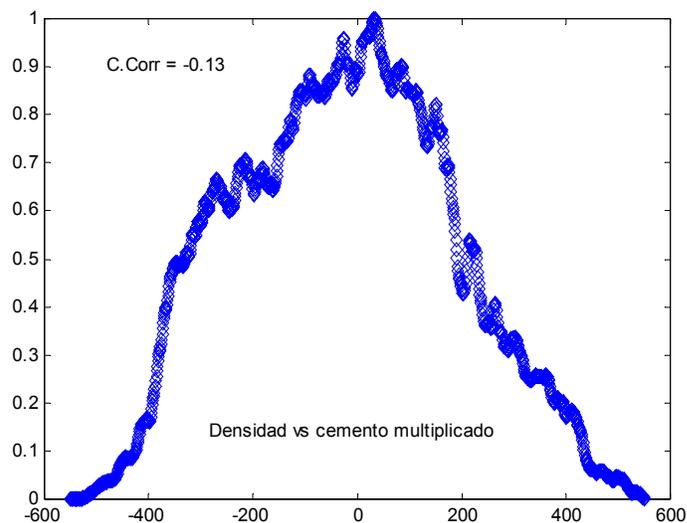
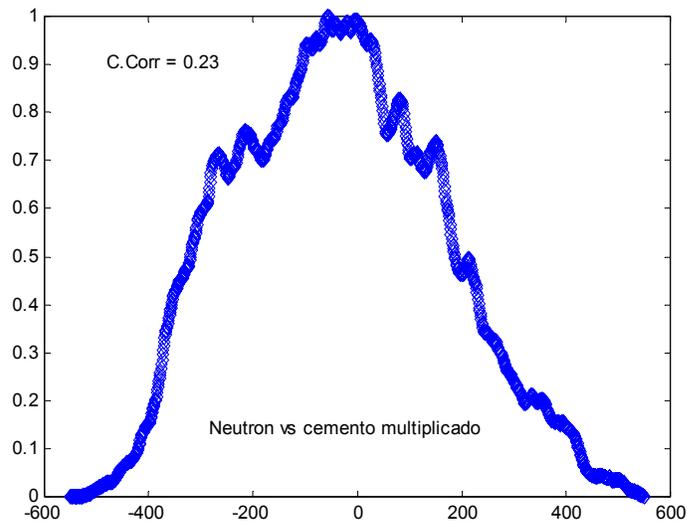
**LEYENDA DE APENDICES A Y B:**

- Rugose Corals: corales rugosos
- Crinoids: crinoideo
- Cephalopods: cefalópodos
- Magalodonts: megalodontos
- Rothpletzella: Rothpletzella
- Thamnopora: Thamnopora
- Gastropodos: gasterópodos
- Limestone: caliza
- Calcareous shale: lutita calcárea
- Silt laminae: láminas de limos
- Sand laminae: láminas de arenas
- Ferruginous: ferroso
- Pyrite: Pirita
- Concretion: concreción
- Stromatoporoid: stromatoporido
- Molluscs: moluscos
- Brachiopods: braquiópodos
- Neptunian dike: diques neptúnicos
- Stylolites: estilolitos
- Anhydrite: anhidrita
- Fractures: fracturas
- Karst: karst
- Stromatactis: estromatactis
- Inclined bedding: laminación inclinada

C- Gráficos obtenidos a través de MATLAB con las funciones de correlación desde 2378 m hasta 2462,17 m de profundidad

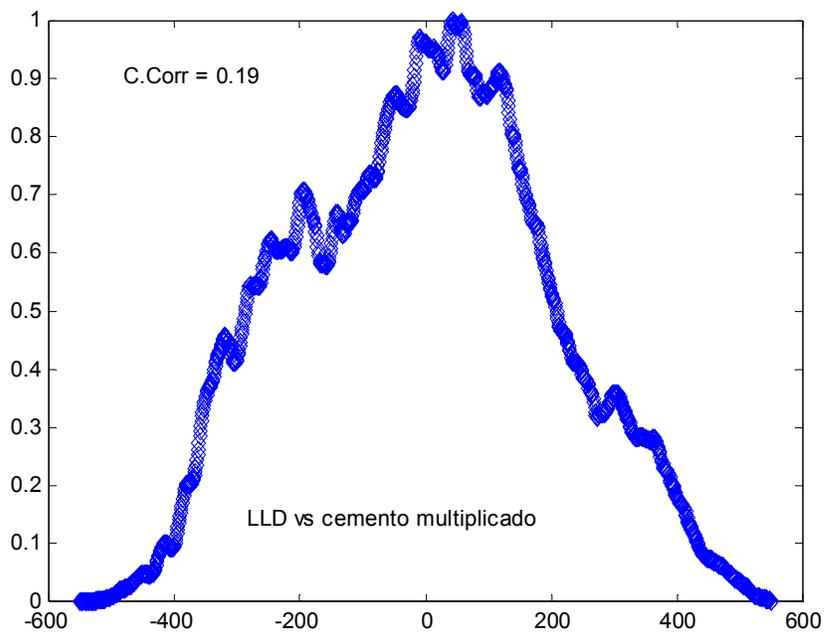
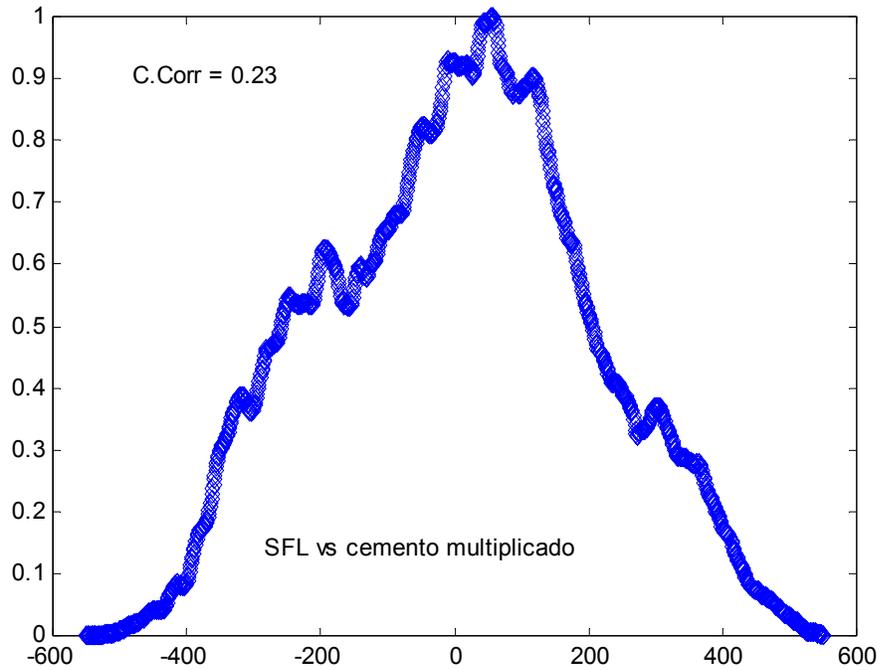
Apéndice C-1: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros neutron y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2462,17 m.

Apéndice C-2: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros densidad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2462,17 m.



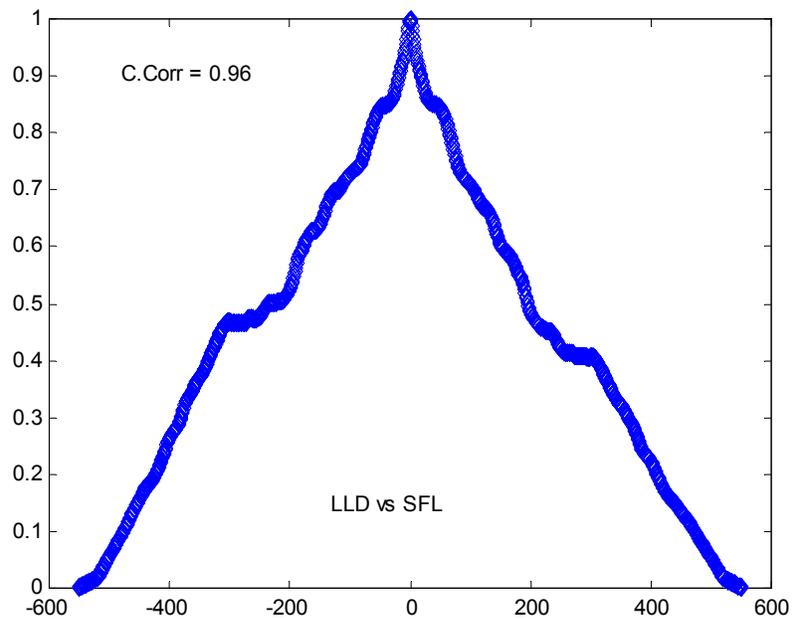
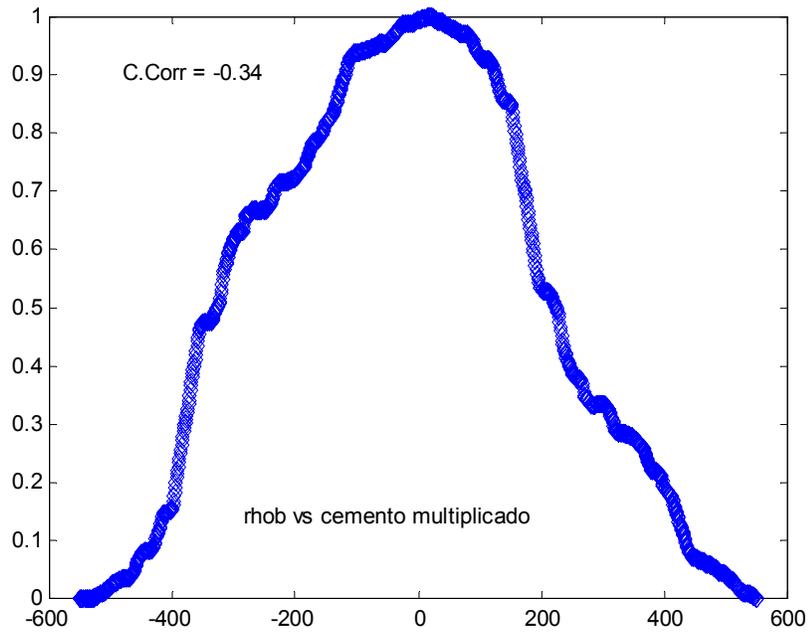
Apéndice C-3: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros SFL de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2462,17 m.

Apéndice C-4: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros LLD de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2462,17 m.



Apéndice C-5: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros RHOB de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2462,17 m.

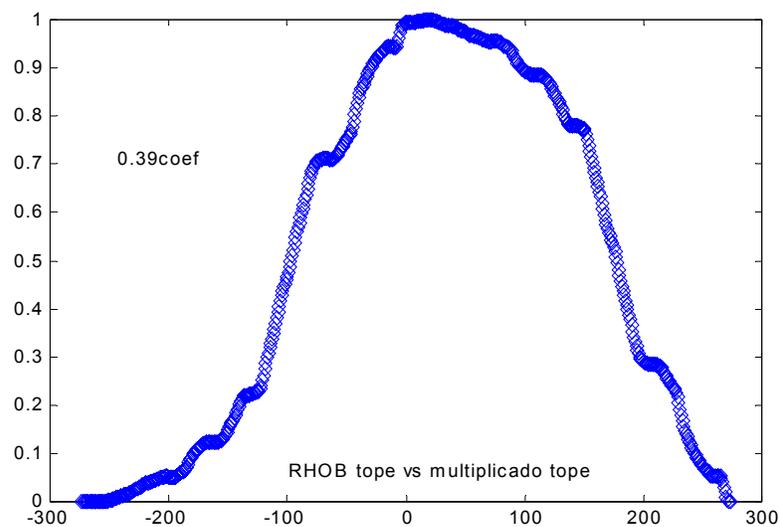
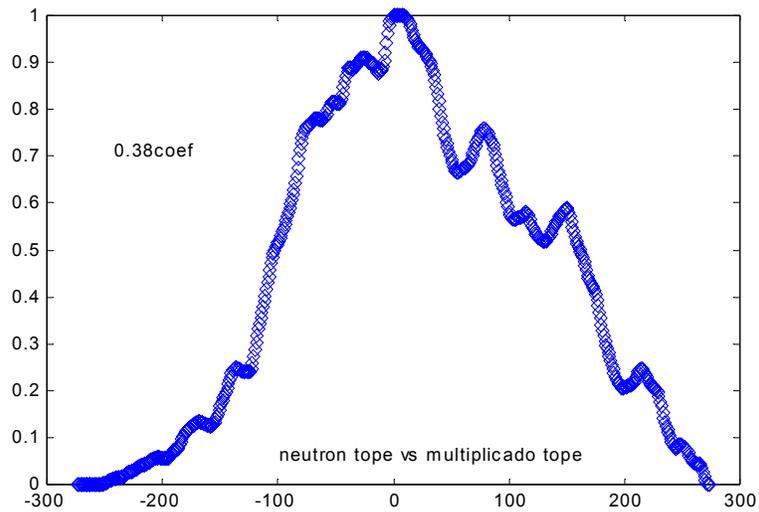
Apéndice C-6: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros LLD y SFL de resistividad en la profundidad desde 2378 m hasta 2462,17 m.



D- Gráficos obtenidos a través de MATLAB con las funciones de correlación desde 2378 m hasta 2419,92 m de profundidad

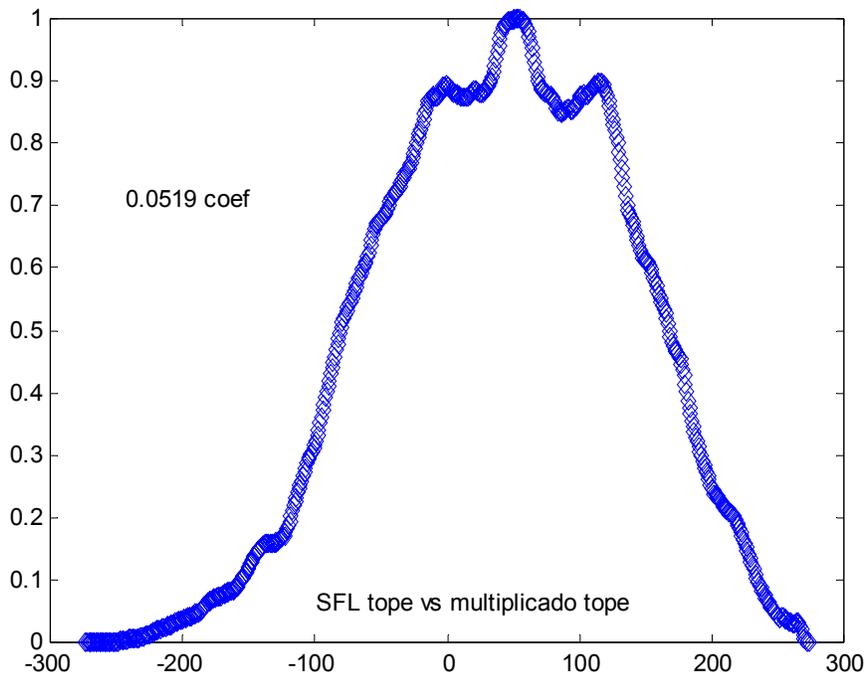
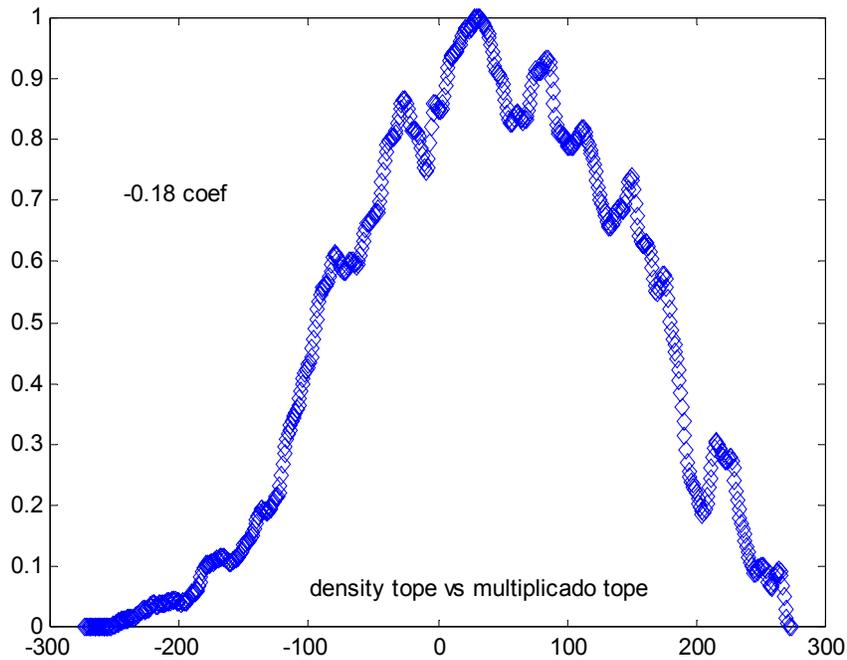
Apéndice D-1: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros neutron y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2419,92 m.

Apéndice D-2: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros RHOB de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2419,92 m.

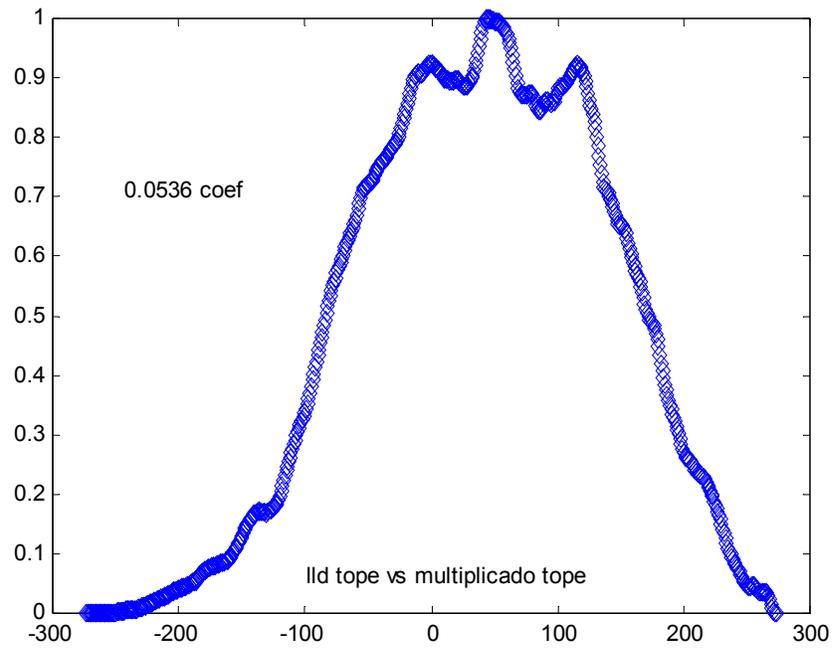


Apéndice D-3: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros densidad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2419,92 m.

Apéndice D-4: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros SFL de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2419,92 m.



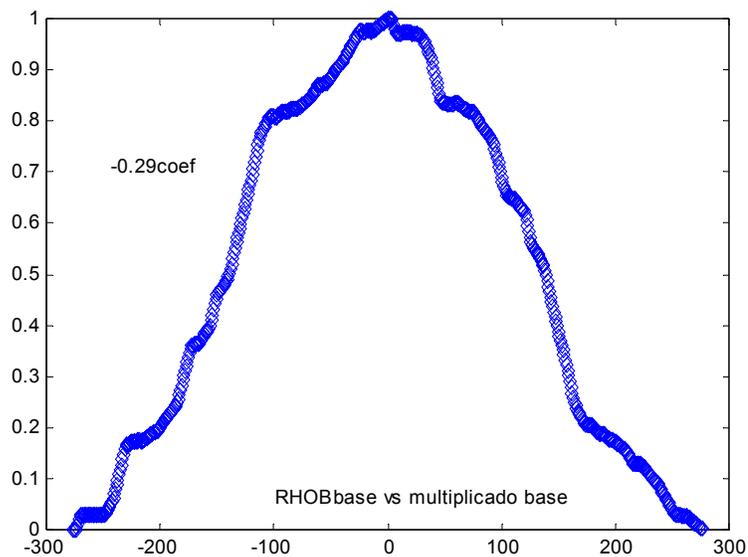
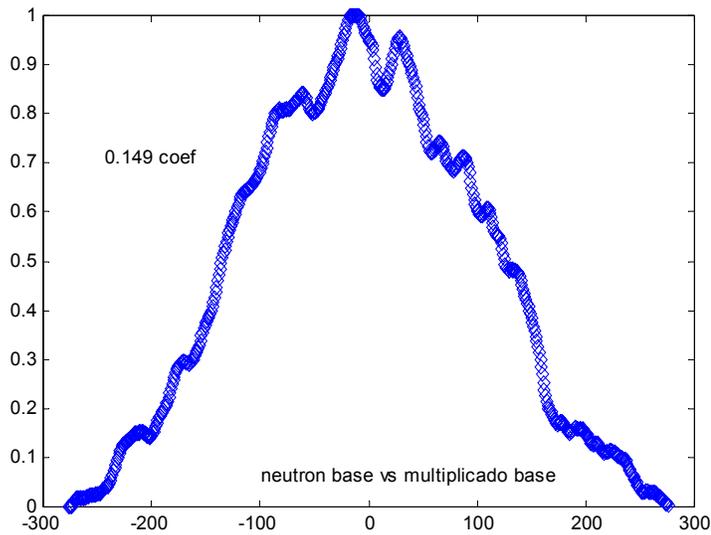
Apéndice D-5: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros LLD de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2378 m hasta 2419,92 m.



E- Gráficos obtenidos a través de MATLAB con las funciones de correlación desde 2420,07 m hasta 2462,17 m de profundidad

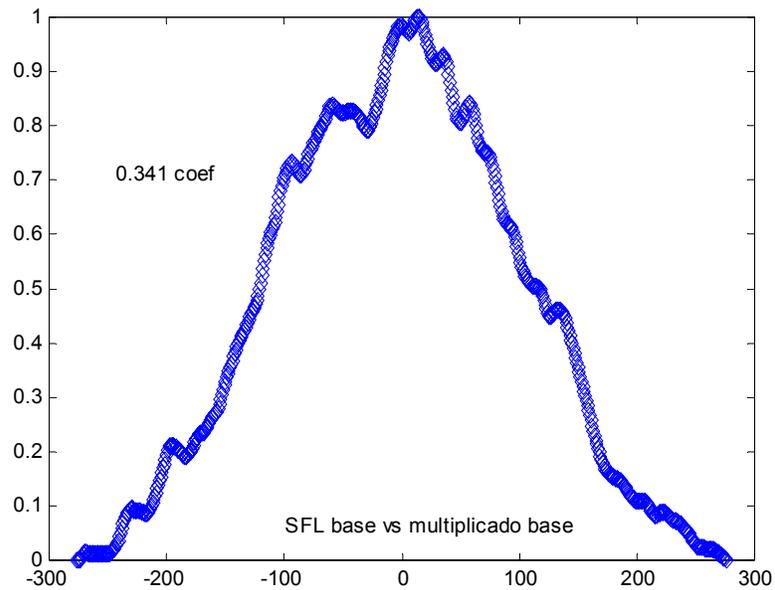
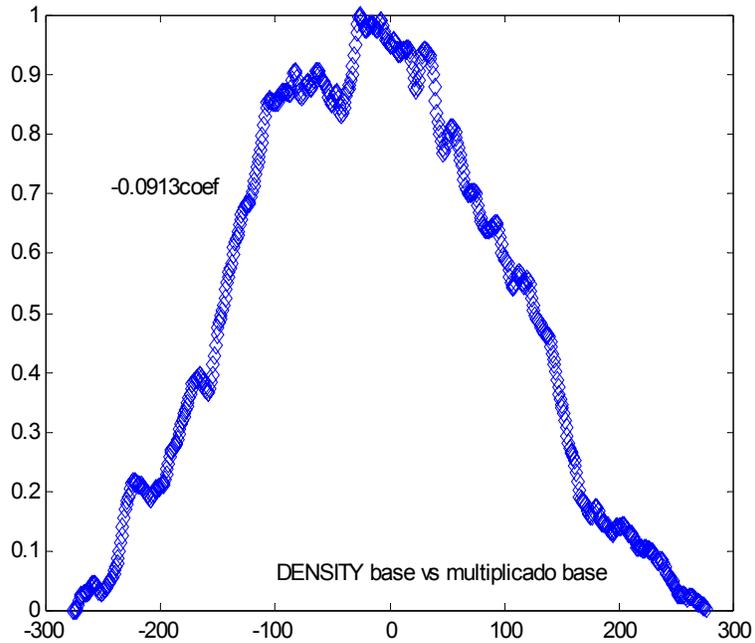
Apéndice E-1: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros neutron y medida de estructuras en la profundidad desde 2420,07 m hasta 2462,17m.

Apéndice E-2: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros RHOB de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2420,07 m hasta 2462,17m.

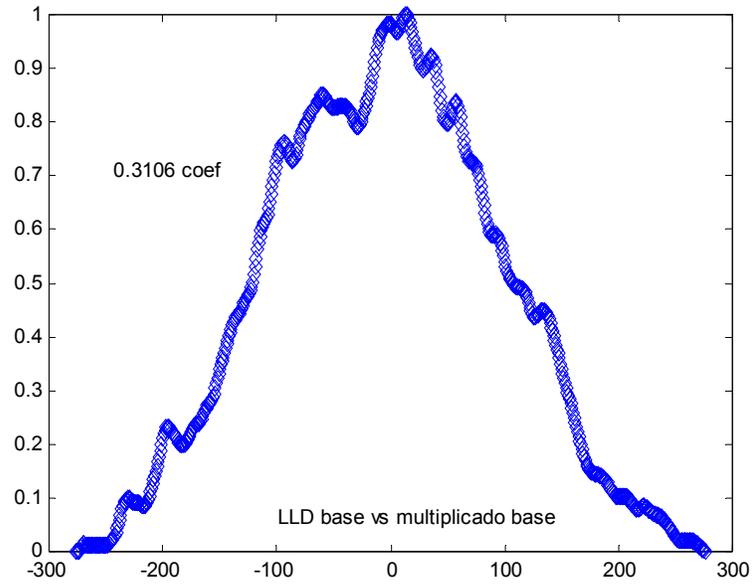


Apéndice E-3: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros densidad y medida de estructuras en la profundidad desde 2420,07 m hasta 2462,17m.

Apéndice E-4: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros SFL de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2420,07 m hasta 2462,17m.



Apéndice E-5: Correlación obtenida a través del programa Matlab entre los registros LLD de resistividad y medida de estructuras en la profundidad desde 2420,07 m hasta 2462,17m.



## **BIBLIOGRAFÍA**

Alberdi M. And E. Lafargue (1993). Vertical variation of organic matter content in guayuta group , Interior Mountain Belt, Eastern Venezuela. *Organic Geochemistry*,20 (4): 425-436.

Anderson T. and M. Arthur (1984). Stable isotopes of oxygen and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *SEPM Houston* 378 p.

Bathurst R. G. (1971). Carbonate sediments and their diagenesis. ELSEVIER Publishing company, London. 553 p.

Bellizia, A., N. Pimental de Bellizia y M.I. Muñoz. (1981). Geology and tectonics of Northern South America. Republica de Venezuela, Ministerio de Energía y minas. Dirección General de Geología. Publicación especial 9, Caracas, pp. 182-183.

Bronniman, P. (1955). Microfossil incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology* 1: 28-51.

Brooks H. K. (1969). Treatise of invertebrate Paleontology. Geological Society of America and U. of Kansas.

Copper, P. (2002). Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 181: 27-65.

Cotillon, P., A. Picard and N. Tribovillard (2000). Compared cyclicity and diagenesis of two anoxic deposits in the Caribbean Domain: The Pleistocene Holocene of Cariaco Basin and The Upper Cretaceous La Luna-Querecual Formation (North Venezuela). *Proceedings of the Ocean Drilling program, Scientific result*. 165: 125-140.

Crespo de Cabrera, S., W. Sliter and I. Jarvis (1998). Integrated foraminiferal biostratigraphy and chemostratigraphy; a tool for correlation in petroleum basins. *Abstracts with programs Geological Society of America*. 30 (7): 54.

Cullievier J. and J. Bassoullet (1968). Coprolithes du Jurassique et du Cretace d'Espagne et de quelques autres regions. *Revue de Micropaleontologie*. 11 (4) : 183 :190.

Dunham, R. (1961). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG Memoir. 1: 108-121.

Ebli, V. O. (1990). Favreina kalankyra n. sp., ein Anomuren-Koprolith aus dem norischem Hauptdolomit des Chiemgau. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte. 11: 667-672.

Eckard F. D. and S. Spiro (1999). The origin of gypsum and dissolved sulfate in the Central Namib desert, Namibia. Sedimentary Geology. 123: 255-273.

Embri Klovan J. (1974). Development of Western Canadian Devonian Reefs and comparison with Holocene analogues. AAPG Bulletin. 58 (5): 787-799.

Erlich, R. N., O. Mascotay, A. J. Nederbragt and M. A. Lorente (1999) a. Paleogeology, paleogeography and depositional environment of Upper Cretaceous rocks of Western Venezuela. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 153: 203-240.

Erlich, R. N., S. E. Palmer and M. A. Lorente (1999) b. Geochemical characterization of oceanographic and climatic changes recorded in Upper Albian to Lower Maastrichtian strata, Western Venezuela. Cretaceous Research. 20 (5): 547-581.

Fassell, M. (1999). Warm, equable Mid Cretaceous stable isotope evidence. Special paper, Geological Society of America. 332: 121-142.

Fisher J. (1999). Evolution of the Cretaceous Ocean Climate System. Geological Society of America. Special paper 332: 86-102.

Galea, F., D. Somoza, F. Callejón and M.F. Morales (1996). Stratigraphy geochemistry and structural aspects of Western Apure, Colombia-Venezuela border. Annual Gsa meeting., New Orleans poster, abstracts in prospect, 20 6: A 177.

Garban, G., L. Lopez, S. Lo-Monaco and A. Lira. (1996). Geochemical study of the organic matter from Querecual Formation, Anzoategui State, Venezuela. AAPG Bulletin. 80 (8): 1292.

Gallango, O and F. Parnaud (1995). Two-dimensional Computer Modeling of oil Generation and Migration in a transect of the Eastern Venezuelan Basin. AAPG memoir. 62: 727-740.

Graham E. (1962). More microproblematica from the Middle East. *Micropaleontology*. 8: 29-44.

Graham E. (1963). Problematical microfossils from the Cretaceous and Paleocene of the Middle East. *Paleontology*. 6 (2): 46-47.

Herbig, H. G. (1993). First Upper Devonian Crustacean coprolites *Favreina prima* sp. From northern Marocco. *Journal of Paleontology*. 67 (1): 98-103.

Hoefs S. (1980) Stable Isotopes analysis. *American Association of Petroleum Geologist*. 345 p.

James K. H. (2000) a. The Venezuelan hydrocarbon habit; part 1, Tectonics, structure, palaeogeography and source rocks. *Journal of Petroleum Geology*. 23 (2): 5-53.

James K. H. (2000) b. The Venezuelan hydrocarbon habit; part 2, hydrocarbon and accumulated volumes. *Journal of Petroleum Geology*. 23 (2): 133-164.

James, N. P. (1983). Reef environment. Carbonate Depositional environment. *AAPG Memoir*. 33 : 346-462.

Kats, D. L., D. Cornell, R. Kaboyashi, F. Poettman. (1959). Water hydrocarbon systems. *Handbook of natural gas engineering*. McGraw Hill New York, 802.

Kennedy W., M.E. Jakobson and R. Johnson (1969). *Favreina-Thalassinoid* association from the great oolite of Oxfordshire. *Palaeontology*. 12 (4): 549-554.

Krause F. F. (2001). Genesis and geometry of the Meiklejohn Peak mud-mound, Bare Mountain Quadrangle, Nevada, USA: Ordovician limestone with submarine frost heave structures, a possible response to gas clathrate hydrates evolution. *Sedimentary Geology*. 145: 189-213.

Levin, L. (2002). Deep Ocean life where oxygen is scarce. *American Scientist*. 90: 436-444.

Lorente, M. A., I. Duran, M. Y. M. Ruiz. (1999). Late Cretaceous in western Venezuela; a new biostratigraphic approach. *AAPG Bulletin* 80, (8): 1309-1310.

Macellari, C. and T. de Vries (1986). Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 59: 279-292.

Machel H. (1983). Facies and diagenesis of some Nisku Buildups and associated strata, Upper Devonian, Alberta, Canada. *SEPM Core Workshop*. 4: 144-181.

Machel H. (2001). Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic setting, old and new insight. *Sedimentary Geology*. 140: 143-175.

Marshall, D. (1988). *Cathodoluminescence of geological materials*. Bedford, MA, USA. 120 p.

Mavrogenes J. A. (1989). Mineralogy, paragenesis and mineral zoning of the West Fork Mine, Vimurbund trend, Southeast, Missouri. Masters thesis, university of Missouri Rolla Rolla, MO, USA. 44.

Miller, S. L. (1974) The nature and occurrence of clathrate hydrates . *Natural gases in marine sediments*. Plenum, New York 3: 151-177.

Mitra, G. and S. Marshak (1988). *Basic methods of structural geology*. American Association of Petroleum Geologist. 357 p.

Nesse, W. D. (2002). *Introduction to mineralogy*. Oxford University, New York. 442 p.

Olivares, C., M.A. Lorente and F. Cassani (1996). Geochemistry and organic facies of La Luna- Tres Esquinas cycle; maturity, biomarkers and kerogen issues. *AAPG Bulletin*. 80 (8): 13-19.

Ostos, M. y F. Yoris. (1999). *Petroleum Geology of Venezuela*. Well Evaluation Conference. Schlumberger. 1: 1:43.

Passalacqua, H., F. Parnaud, G. Yves, J. C. Pascuale, I. Turskowsky and O. Gallango (1995). Stratigraphic synthesis of western Venezuela. *AAPG Memoir*. 62: 681-698.

Parnaud F. (1995). Petroleum of the central part of the Eastern Venezuelan Basin. *AAPG memoir*. 62: 741-756.

Pflum C. (1976). *Gulf of Mexico sea water foraminifers*. Edited by William Sliter, US Geological Survey, California. 88 p.

Pratt, B. (1995). The origin biota and evolution of deep water mud mounds. International Association of sedimentologists, Special publication number. 23: 49-123.

Pratt, L and D. Cara (1998). Organic carbon isotope record of repeated stasis and disruption of the global carbon cycle during Cretaceous. Geological Society of America. 30 (7): 53.

Roth, P. H. (1975). Coccolith sedimentation by fecal pellets: laboratory experiments and field observation. Geological Society of America. 86: 1079-1084.

Schneider K. and W. Ausich (2002). Paleoecology of framebuilders in early Silurian reefs (Brassfield Formation Southwestern Ohio). PALAIOS. 17: 237-248.

Scoffin T. P. (1973) Crustacean faecal pellets, Favreina from the Middle Jurassic of Eigg, Inner Hebrides. Scottish Journal of Geology. 9 (2): 145-146.

Stanley G. (1986) Thalassinoid anomuran microcoprolites from Upper Triassic Carbonate rocks of Central Peru. LETHAIA. 19: 343-354.

Stephens N. and D Summer (2002) Renalcis and Fossilized biofilm clusters. PALAIOS. (17): 225-236.

Stoufer P. S. and W. Sherer (1996). Organic carbon and phosphate distribution in the La Luna Formation, Western Venezuela. AAPG Bulletin. 80 (8): 1339.

Talukdar, S. (1992). Hydrocarbon habitats of the Venezuelan Basin DGSI report, Houston, Texas: 78.

Strahler A. N. Geología Física. Ediciones Omega S. A. plató, 26 Barcelona Espana.629 p.

Tan, W. and E. Mountjoy (1998). Limited reflux dolomitization in restricted Upper Devonian (Leduc-Nisku) Carbonate evaporate shelves, Southeastern Alberta. Annual meeting and expanded abstracts AAPG. 1998.

Testa G. and S. Lugli (2000). Gypsum anhydrite transformation in Messian evaporites of Central Tuscany (Italy). Sedimentary Geology. 130: 249-268.

Tocco, R. and M Alberdi (1999). Trace metals and organic geochemistry of the Machiques member and La Luna Formation. *Chemical Geology*. 160 (1-2): 19-38.

Tucker M. (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell scientific publication, Oxford, Londres. 545 p.

Turskowski, I. F. Galea and W. Sliter (1998). The anoxic event of the La Luna Formation, Western Venezuela. *Abstracts with programs, Geological Society of America*. 30 (7): 54.

Vierma, L. (1985). Caracterización geoquímica de kerógeno en rocas carbonáticas de la Formación La Luna. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Venezuela. 4: 2263-2280.

Watts N. and D. Coppold (1994). Application of reservoir geology to Enhanced Oil recovery from Upper Devonian Nisku reefs, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*. 78 (1): 78-101.

Watts N. R. (1987). Carbonate Sedimentology and depositional history of the Nisku Formation (within the Western Canadian Basin in South Central Alberta). Second International symposium on the Devonian System. 87-152.

Weimer R. and J. Hoyt (1964). Burrows of *Callianassa mayor* say, geologic indicators of litoral and shallow neritic environments. *Journal of Paleontology*. 38 (4): 761-767.

Yoris, F., (1988). Consideraciones sobre la Formación Querecual de Venezuela nororiental. *Bol. Soc. Ven. Geol.*, Caracas.

## **REFERENCIAS ELECTRONICAS**

[www.ucalgary.ca/uclama](http://www.ucalgary.ca/uclama).

<http://ethomas.web.wesleyan.edu/ees123/clathrate.htm>.

[www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm](http://www.netl.doe.gov/scng/hydrate/science.htm).

<http://www.nmnh.si.edu/paleo/foram/fgraphics.html>

[www.pdvsa.com/lexico](http://www.pdvsa.com/lexico)

[www.a-venezuela.com/mapas/map/html/estados/anzoategui.html](http://www.a-venezuela.com/mapas/map/html/estados/anzoategui.html)

[www.museum.vic.gov.au/crust/hermbiol.html](http://www.museum.vic.gov.au/crust/hermbiol.html)